

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

ROSAMARIA HAHN

**Estimativa da ocorrência e severidade de granizo no Rio Grande do Sul baseado em  
observações de radar meteorológico**

São Paulo

2021

ROSAMARIA HAHN

**Estimativa da ocorrência e severidade de granizo no Rio Grande do Sul baseado em  
observações de radar meteorológico**

Versão corrigida

Dissertação apresentada ao Instituto de  
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
da Universidade de São Paulo para obtenção do  
título de Mestre em Ciências pelo Programa de  
Pós-graduação em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Profa. Dra. Rachel Ifanger Albrecht

São Paulo  
2020

<Autorização para reprodução e Ficha catalográfica>

Dissertação de autoria de Rosamaria Hahn, sob o título "**Título do trabalho: Estimativa da ocorrência e severidade de granizo no Rio Grande do Sul baseado em observações de radar meteorológico**", apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Ciências pelo Programa de Pós-graduação em Meteorologia, na área de concentração Meteorologia, aprovada em \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ pela comissão julgadora constituída pelos doutores:

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. \_\_\_\_\_  
Instituição: \_\_\_\_\_  
Presidente

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. \_\_\_\_\_  
Instituição: \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. \_\_\_\_\_  
Instituição: \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. \_\_\_\_\_  
Instituição: \_\_\_\_\_

*À minha família, Marcelo e Cecília.*



## **Agradecimentos**

À minha orientadora, Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Rachel Ifanger Albrecht, pela oportunidade e todo suporte que me ofereceu nesses anos.

Ao professor Prof. Dr. Carlos Morales, por todo auxílio e aprendizado que me foram passados com toda paciência.

Ao Dr. Thiago Biscaro (DSA/CPTEC/INPE), pelo fornecimento e processamento dos dados de radar utilizados neste estudo e rastreamento das tempestades.

Ao CNPq, ao qual sem o auxílio não seria possível dar seguimento ao mestrado.

Ao meu esposo, Marcelo, meu grande motivador.

Aos meus pais, Carlos e Maria das Graças, nunca mediram esforços para incentivar meus estudos.

Aos colegas Camila Lopes, Raidiel Puig e Carolina Kannenberg, por serem tão prestativos e contribuírem ao trabalho.

À minha grande amiga, Guadalupe Ortiz, que esteve comigo em cada momento da pesquisa.

*Deo omnis gloria!*



## Resumo

HAHN, Rosamaria. **Estimativa da ocorrência e severidade de granizo no Rio Grande do Sul baseado em observações de radar meteorológico**. 2021. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

As tempestades severas associadas a granizo são frequentes no sudeste da América do Sul. Este trabalho faz uma análise da distribuição espacial e temporal de queda de granizo na região do Rio Grande do Sul utilizando parâmetros de detecção de granizo em tempestades observadas com dados de radar meteorológico. Foram analisadas as características destes sistemas entre os anos de 2017 e 2018. Além dos dados de refletividade do radar, foram utilizados dados de descargas elétricas e de reanálises nos horários sinóticos. As tempestades foram rastreadas nos campos de refletividade do radar e foram calculados os parâmetros índice de granizo severo (SHI – sigla do inglês, *Severe Hail Index*) e probabilidade de granizo severo (POSH – sigla do inglês, *Probability of Severe Hail*) para a identificação de tempestades severas de granizo. Independentemente do índice e limiar considerado, as regiões mais favoráveis à ocorrência de granizo são coincidentes, e estão entre o sul e centro do estado e parte do oeste, e os mínimos observados estão no setor nordeste da área de cobertura do radar. Os meses de primavera e verão são os de maior ocorrência de granizo severo, sendo os meses de verão os que apresentaram tempestades de trajetórias curtas. No ciclo diurno, a maior frequência de granizo severo se deu no período noturno, entre às 23 e 02 UTC (20 e 23 hora local), e a menor frequência ocorre entre o final da madrugada e o período da tarde. Foi observada uma relação direta entre o tamanho dos núcleos de tempestades com a sua severidade e densidade de raios, porém estas, em geral, não se mostram muito extensas. Quando comparado os ambientes de instabilidade termodinâmica e cisalhamento das tempestades não-severas e das severas, observou-se que a energia potencial convectiva disponível (CAPE – sigla do inglês, *convective available potential energy*) e o cisalhamento profundo do vento (entre a superfície e 6 km; DLS – sigla do inglês, *deep level shear*) dos casos severos são superiores, porém o cisalhamento do vento em níveis baixos (entre a superfície e 1 km; LLS – sigla do inglês, *low-level shear*) não mostra diferença significativa entre os casos. Dois estudos de caso com registros de granizo confirmados mostraram que os índices de conteúdo líquido integrado (VIL – sigla do inglês, *Vertically Integrated Liquid water content*), conteúdo integrado de gelo (VII – sigla do inglês, *Vertically Integrated Ice content*) e SHI são coincidentes com os horários de possível ocorrência da queda do granizo, sugerindo ser boas ferramentas de diagnóstico. O índice POSH não se mostrou um bom indicativo para o horário de queda, mas pode ser um indicativo de severidade da tempestade.

Palavras-chave: Tempestade severa, Granizo, Radar meteorológico

## Abstract

HAHN, Rosamaria. **Estimate of the occurrence and severity of hail in Rio Grande do Sul based on weather radar observations**. 2021. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

Severe storms associated with hail are frequent in southeastern South America. This work analyzes the spatial and temporal distribution of hailfalls in the Rio Grande do Sul region using hail detection parameters in storms observed with weather radar data. The characteristics of these systems were analyzed between the years 2017 and 2018. In addition to the radar reflectivity data, it was also used lightning and reanalysis data at synoptic times. Storms were tracked in the radar reflectivity fields and the parameters of Severe Hail Index (SHI) and Probability of Severe Hail (POSH) were calculated to identify severe hailstorms. Regardless of the index and threshold considered, regions most favorable to the occurrence of hail are coincident, and are between the south and center of the state and part of the west, and the observed minimums are in the northeast sector of the radar coverage area. The spring and summer months are those with the highest occurrence of severe hail, with the summer months having the storms with the shortest trajectories. In the diurnal cycle, the highest frequency of severe hail is at night, between 23 and 02 UTC (20 and 23 local time), and the lowest frequency occurs between late morning and the afternoon. A direct relationship was observed between the size of the storm cores and their severity and lightning density, but these, in general, are not very extensive. When comparing the thermodynamic instability and shear environments of non-severe and severe storms, it was observed that the available convective potential energy (CAPE) and the deep level shear (between surface and 6 km; DLS) of the severe cases are superior, however, the low-level shear (between surface and 1 km; LLS) does not show significant difference between the cases. Two case studies with confirmed hail records showed that the Vertically Integrated Liquid water content (VIL), Vertically Integrated Ice content (VII) and SHI are coincident with the times of possible hailfall occurrence, suggesting they are good diagnostic tools. POSH index was not a good indicator for the fall time, but it can be an indicator of the severity of the storm.

Key words: Severe storm, Hail, Weather radar

## Lista de figuras

Figura 1 - Padrão atmosférico observado em eventos convectivos na a) América do Sul e b) nos Estados Unidos.....	22
Figura 2 - Ciclo diurno de eventos de granizo observados no sudeste da América do Sul.....	23
Figura 3 - Boxplot do DLS para eventos não-severos, severos e extremamente severos de granizo, vento, tornado e chuva na Europa Central.....	25
Figura 4 - Climatologia de raios da rede STARNET entre os anos de 2012 a 2017: densidade média de raios por km <sup>2</sup> por ano. ....	26
Figura 5 - Climatologia de raios da rede STARNET entre os anos de 2012 a 2017: (a) ciclo anual e (b) ciclo diurno (hora local), ambos normalizados pelo valor máximo do número médio de raios para regiões de 10°x10°.....	27
Figura 6 - Localização do radar de Santiago e delimitação do raio de 250 km, com a altitude da região, e b) sua estratégia.....	32
Figura 7 - Períodos de falhas nos dados do radar (em preto) dos anos de 2017 e 2018.....	33
Figura 8 - Número de tempestades por dia identificadas pelo Fortracc nos anos de 2017 e 2018 .....	40
Figura 9 - Análise espacial dos números de dias de granizo identificados pelos limiares de a) POSH > 60%, b) POSH > 90%, c) SHI > 60 Jm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> e d) SHI > 90 Jm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> .....	41
Figura 10 - Número mensal de tempestades severas identificadas nos anos de 2017 e 2018 pelo método POSH > 60% e SHI > 60 Jm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> .....	42
Figura 11 - Trajetória sazonal das tempestades severas identificadas nos anos de 2017 e 2018 pelo método POSH > 60% e SHI > 60 Jm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> . Os pontos vermelhos mostram o momento da “queda do granizo”, isto é, quando POSH > 60% e SHI > 60 Jm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> .....	44
Figura 12 - Ciclo diurno das tempestades severas identificadas para cada índice utilizado ....	45
Figura 13 – Diagramas de caixa ( <i>boxplots</i> ) mensais do SHI para os casos de granizo severo (SHI > 60 Jm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> ). .....	47
Figura 14 – Diagrama de dispersão do tamanho das tempestades de granizo severo em relação ao índice SHI, no momento da “queda do granizo”. .....	48
Figura 15 – Diagramas de caixa ( <i>boxplots</i> ) dos parâmetros SHI, CAPE, DLS e LLS para eventos severos (SHI > 60 Jm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> – vermelho) e não-severos (SHI ≤ 60 Jm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> – azul) .....	50
Figura 16 - Média de dias com granizo de cada altitude topográfica correspondente .....	51

Figura 17 - Densidade de <i>strokes</i> por km <sup>2</sup> do ano de 2018 observados pela rede STARNET.	52
Figura 18 - Ciclo diurno de <i>strokes</i> do ano de 2018 observados pela rede STARNET.	53
Figura 19 - Ciclo diurno de <i>strokes</i> para cada estação do ano de 2018 observados pela rede STARNET.	54
Figura 20: Diagrama de caixa ( <i>boxplots</i> ) da densidade de raios mensal ( <i>strokes</i> km <sup>-2</sup> ) das tempestades severas rastreadas	55
Figura 21: Diagrama de caixa ( <i>boxplots</i> ) da densidade de raios mensal ( <i>strokes</i> km <sup>-2</sup> ) das tempestades severa e não severas	55
Figura 23 - Registro de granizo severo ocorrido na cidade de Alegrete em 30 de outubro de 2018.	56
Figura 24 - Refletividade do CAPPI (dBZ) de 2km do radar de Santiago nos horários de proximidade do relato de granizo severo em 30 de outubro de 2018 na cidade de Alegrete/RS.	57
Figura 24 - Ciclo de vida do VII (linha preta), VIL (linha rosa) e tamanho da tempestade severa (barras) registrada em Alegrete/RS em 30 de outubro de 2018.	58
Figura 26 - Ciclo de vida do SHI (roxo), POSH (rosa) e da densidade de raios (preto) da tempestade severa registrada em Alegrete/RS em 30 de outubro de 2018.	60
Figura 27 - Pressão a nível do mar e espessura, entre os dias 30 às 18 UTC e 31 de outubro de 2018 às 06 UTC.	61
Figura 28 - Linhas de corrente e magnitude do vento (ms <sup>-1</sup> ) em 850 hPa, entre os dias 30 às 18 UTC e 31 de outubro de 2018 às 06 UTC	62
Figura 29 - a) Água precipitável (mm), b) temperatura (°C) em superfície, c) energia convectiva disponível (Jkg <sup>-1</sup> ), e d) convecção em superfície (s <sup>-1</sup> ) nos dias e horários indicados, referentes à análise do evento de granizo severo dia 31 de outubro de 2018.	63
Figura 30 - Altura geopotencial (dam) em 500 hPa e vorticidade relativa (10 – 5s – 1) entre os dias 30 às 18 UTC e 31 de outubro de 2018 às 06 UTC	64
Figura 31 - Linhas de corrente e magnitude do vento (ms <sup>-1</sup> ) em 200 hPa, entre os dias 30 às 18 UTC e 31 de outubro de outubro de 2018 às 06 UTC.	65
Figura 32 – Relato de granizo severo ocorrido em Porto Xavier em 12 de junho de 2018.	66
Figura 33 - Refletividade do CAPPI (dBZ) de 2km do radar de Santiago nos horários de proximidade do relato de granizo severo em 12 de junho de 2018 na cidade de Porto Xavier/RS.	67

Figura 34 - Ciclo de vida do VII (linha preta), VIL (linha rosa) e tamanho da tempestade severa (barras) registrada em Porto Xavier/RS em 12 de junho de 2018.....	68
Figura 35 - Ciclo de vida do SHI (roxo), POSH (rosa) e da densidade de raios (preto) da tempestade severa registrada em Porto Xavier/RS em 12 de junho de 2018. ....	69
Figura 36 - Pressão a nível do mar e espessura do dia 12 de junho de 2018 às 00, 06 e 12 UTC .....	69
Figura 37 - Linhas de corrente e magnitude do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) em 850 hPa do dia 12 de junho de 2018 às 00, 06 e 12 UTC .....	70
Figura 38 - a) Água precipitável (mm), b) temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) em superfície, c) energia convectiva disponível ( $\text{Jkg}^{-1}$ ), d) convecção em superfície( $\text{s}^{-1}$ ) nos dias e horários indicados, referentes à análise do evento de granizo severo dia 12 de junho de 2018. ....	71
Figura 39 - Altura geopotencial (dam) em 500 hPa e vorticidade relativa ( $10 - 5\text{s} - 1$ ) do dia 12 de junho de 2018 às 00, 06 e 12 UTC .....	72
Figura 40 - Linhas de corrente e magnitude do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) em 200 hPa, do dia 12 de junho de 2018 às 00, 06 e 12 UTC .....	72

## **Lista de tabelas**

Tabela 1 – Dados de reanálise utilizados e seus respectivos níveis de pressão.....	34
--	----

## Lista de abreviaturas e siglas

CAPE	Energia potencial convectiva disponível (sigla do inglês, <i>Convective Available Potential Energy</i> )
CAPPI	Indicador de posição do plano de altitude constante (sigla do inglês, <i>Constant Altitude Plan position Indicator</i> )
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DSA	Divisão de Satélites Sistemas Ambientais
DECEA	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
DLS	Cisalhamento profundo do vento (entre a superfície e 6 km) (sigla do inglês – <i>Deep Level Shear</i> )
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	Jato de Baixos Níveis
LLS	Cisalhamento do vento em níveis baixos (entre a superfície e 1 km) (sigla do inglês, <i>Low-Level Shear</i> )
MESH	Tamanho máximo esperado de granizo (sigla do inglês, <i>Maximum Expected Size of Hail</i> )
MESHs	Tamanho máximo esperado de granizo severo (sigla do inglês, <i>Maximum Expected Severe Hail Size</i> )
POH	Probabilidade de ocorrência de granizo (sigla do inglês, <i>Probability of Hail</i> )
POSH	Probabilidade de ocorrência de granizo severo (sigla do inglês, <i>Probability of Severe Hail</i> )
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SHI	Índice de Granizo Severo
STARNET	Sferics Timing And Ranging Network
VII	Conteúdo de gelo verticalmente integrado (sigla do inglês, <i>Vertically Integrated Ice content</i> )
VIL	Conteúdo de água líquida verticalmente integrada (sigla do inglês, <i>Vertically Integrated Liquid water content</i> )
VLF	Very Low Frequency

## Sumário

<b>1</b>	<b>Introdução e objetivos .....</b>	<b>18</b>
<b>2</b>	<b>Revisão bibliográfica.....</b>	<b>21</b>
2.1	<i>Tempestades no sudeste da América do Sul.....</i>	<i>21</i>
2.1.1	Tempestades severas associadas a granizo no Rio Grande do Sul .....	23
2.1.2	Atividade elétrica no sudeste da América do Sul .....	25
2.2	<i>Formação do granizo, sua relação com a atividade elétrica, e métodos de identificação.....</i>	<i>28</i>
2.2.1	Índices de identificação de granizo .....	30
<b>3</b>	<b>Dados e metodologia .....</b>	<b>32</b>
3.1	<i>Dados .....</i>	<i>32</i>
3.1.1	Radar meteorológico.....	32
3.1.2	Detecção de descargas elétricas.....	33
3.1.3	Dados sondagens e de reanálises .....	34
3.2	<i>Métodos.....</i>	<i>35</i>
3.2.1	Identificação e rastreamento de tempestades.....	35
3.2.2	Índices de granizo severo .....	35
3.2.3	Parâmetros dinâmicos e termodinâmicos. ....	37
<b>4</b>	<b>Estimativa da ocorrência e severidade de granizo no RS, suas características e ambientes de formação.....</b>	<b>39</b>
4.1	<i>Identificação das tempestades severas.....</i>	<i>39</i>
4.2	<i>Distribuição diurna e anual.....</i>	<i>41</i>
4.3	<i>Relações com parâmetros do ambiente termodinâmico e topografia.....</i>	<i>46</i>
4.4	<i>Características da atividade elétrica .....</i>	<i>51</i>
<b>5</b>	<b>Estudos de casos .....</b>	<b>56</b>
5.1	<i>Evento de granizo severo ocorrido em 30 de outubro de 2018 .....</i>	<i>56</i>
5.2	<i>Evento de granizo severo ocorrido em 12 de junho de 2018.....</i>	<i>65</i>

<b>6</b>	<b>Conclusão.....</b>	<b>74</b>
	<b>Referências .....</b>	<b>76</b>
	<b>Apêndice A – .....</b>	<b>82</b>

## 1 Introdução e objetivos

Tempestades severas associadas a queda de granizo são eventos frequentes no Rio Grande do Sul (RS). Ainda que a região seja de extremo potencial para o desenvolvimento de tempestades severas (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003), a precipitação de granizo ainda é pouco compreendida no local (MARTINS et al., 2017; BEAL et al., 2020). Os mecanismos de formação de tempestades observados no sudeste da América do Sul são uma das principais forçantes para o desenvolvimento destes sistemas (BROOKS et al., 2019). A presença dos Andes tem função fundamental para o desenvolvimento de tempestades mais intensas e favorece maior instabilidade convectiva na região (RASMUSSEN; HOUZE, 2016). Sua orografia deflete a circulação em baixos níveis em direção às latitudes mais baixas, o que permite o fluxo de calor e umidade proveniente da região amazônica, ingredientes essenciais para ambientes instáveis (MARENGO et al., 2004). O acoplamento do Jato de Baixos Níveis (JBN) ao escoamento zonal em altos níveis (Jato de Altos Níveis) é outro fator que favorece o disparo de convecção profunda na região (UCCELLINI; JOHNSON, 1979), além da região ser caracterizada pela frequente passagem de sistemas frontais (GUIA, 2010) e de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

Todos esses parâmetros atmosféricos observados no sudeste da América do Sul, esquematizados por Nascimento (2004), são fundamentais para que esta região seja favorecida com eventos extremos associados a tempestades severas, como o granizo (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003; CECIL; BLANKENSHIP, 2012; BRUICK; RASMUSSEN; CECIL, 2019). As ocorrências destas tempestades com presença de granizo são comumente registradas todos os anos no Rio Grande do Sul e associadas a danos na agricultura, pecuária e infraestrutura (MARTINS et al., 2017; BEAL et al., 2020). Segundo a Defesa Civil do estado, em setembro de 2019 os prejuízos causados pelo mal tempo nas lavouras de arroz somaram quase 3 milhões de reais. Sendo o estado um importante produtor de soja, trigo, arroz e milho, o tempo severo compromete as culturas agrícolas praticadas (CERA et al., 2016). Assim, o entendimento das áreas mais propícias para queda de granizo, sua frequência sazonal, diária e diurna, contribui com estudos para mitigar possíveis prejuízos futuros na agricultura. Pois através destes estudos seria possível, por exemplo, mapear áreas onde a ocorrência de granizo é mais frequente, assim como a sazonalidade pode indicar as épocas com maior frequência, indicando para o agricultor quais culturas seriam mais prejudicada pela queda de granizo.

Por ser um evento pontual, que ocorre em uma pequena área e em curto período de tempo, há limitações quanto ao seu registro, comprometendo um banco de dados mais extenso.

Estações meteorológicas convencionais, apesar de reportarem a ocorrência se no local destas, não realizam medição direta do fenômeno, sendo assim necessário a utilização de *hailpads*, porém são poucos os instalados no Brasil (LOPES, 2019) e são utilizados a cargo de pesquisas específicas. Outro agravante é que no Brasil não há procedimento institucionalizado para uma documentação sistemática de tempestades severas e seus fenômenos, e os poucos esforços para documentar episódios de tempo severo são dados por iniciativas individuais (NASCIMENTO; DOSWELL, 2006; BROOKS et al., 2019). Os registros são geralmente realizados através de relatos da população (via mídias sociais, jornais, rádio e TV), redes de observadores amadores e, ao haver danos associados à sua queda, reportados pela defesa civil, portanto é esperado que as regiões com maior número de relatos sejam mais populosas e em horários diurnos (SILVA DIAS, 2011).

Para detalhar melhor a distribuição da ocorrência de granizo, a utilização de sensoriamento remoto é amplamente utilizada através de satélites e radares meteorológicos, garantindo melhor resolução espacial e temporal (CECIL; BLANKENSHIP, 2012; CINTINEO et al., 2012; BRUICK; RASMUSSEN; CECIL, 2019; MURILLO; HOMEYER, 2019; MURILLO, ELISA M.; HOMEYER, CAMERON R.; ALLEN, 2021). O radar meteorológico tem sido explorado para a identificação de granizo desde o final da década de 70, principalmente com o uso de algoritmos próprios para esta necessidade (WALDVOGEL, A.; SCHMID, W.; FEDERER, 1978; WITT et al., 1998), em especial os parâmetros índice de granizo severo (SHI – sigla do inglês, *Severe Hail Index*), probabilidade de granizo severo (POSH – sigla do inglês, *Probability of Severe Hail*) e tamanho máximo esperado de granizo severo (MESHS – sigla do inglês, *Maximum Expected Severe Hail Size*) (WITT et al., 1998). Ainda para suprir a ausência de dados, Trefalt et al. (2018) utilizaram de relatos não-oficiais em complemento aos dados de radar e simulações numéricas para analisar a ocorrência de tempestade severa na Suíça, verificaram, portanto, que há concordância dos registros com os dados de radar. Os registros também contribuíram para avaliar a eficiência do parâmetro MESHS. Porém, vários estudos mostram que o MESHS não produz estimativas confiáveis do tamanho do granizo em si, mas é hábil em identificar a ocorrência de granizo (BUNKERS; SMITH, 2013; ORTEGA, 2018; MURILLO, ELISA M.; HOMEYER, CAMERON R.; ALLEN, 2021).

Logo, como os registros e as observações *in situ* de granizo no estado do RS são escassas e esta região tem se mostrado um local de grande ocorrência de tempestades severas com granizo, gerando grandes prejuízos materiais, o objetivo principal deste trabalho é realizar uma melhor análise da distribuição espacial e temporal de queda de granizo, e das tempestades associadas, na região oeste do RS, utilizando alguns destes parâmetros de detecção de granizo

com dados de radares meteorológicos. Para alcançarmos este objetivo, este trabalho estuda o ciclo de vida das características físicas da precipitação e da atividade elétrica das tempestades e sua distribuição espacial e temporal, produzindo uma destruição espacial do potencial de ocorrência de granizo no Rio Grande do Sul através dos parâmetros de granizo severo em radares meteorológicos, além de verificar a relação entre os eventos de tempo severo e as condições ambientais (ambientes sinótico, termodinâmico e topografia).

## 2 Revisão bibliográfica

### 2.1 *Tempestades no sudeste da América do Sul*

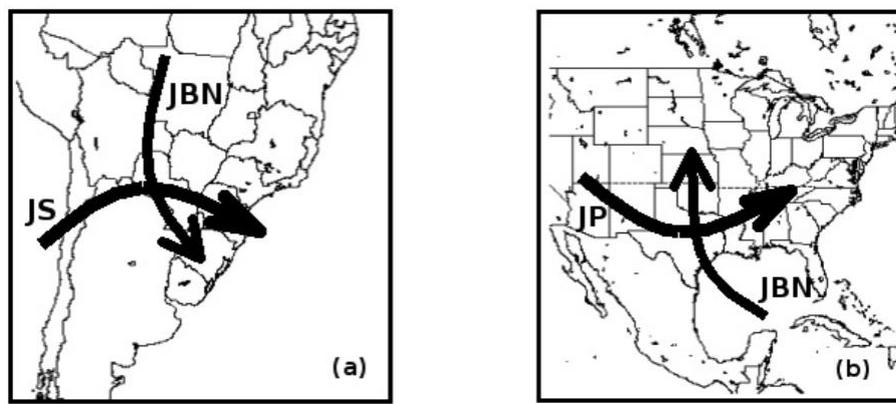
Tempestades no sudeste da América do Sul são fenômenos frequentes e amplamente estudados. Uma das principais motivações para pesquisas nesta região é a alta frequência com que essas tempestades ocorrem e a sua intensidade, como observado por Zipser et al. (2006), Rasmussem et al. (2014), Albrecht et al. (2016) (entre outros). Usando vários anos de observações do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), estes três estudos mostram que o norte da Argentina e sul do Brasil se destacam como tendo os eventos convectivos mais extremos. Zipser et al. (2006) mostraram que esta região tem tempestades excepcionalmente intensas durante todo o ano, com fortes ecos de radar ( $> 40$  dBZ) que se estendem a grandes alturas, altas taxas de raios e temperaturas de brilho muito baixas nas faixas de 37 e 85 GHz. Rasmussen et al. (2014) mostraram que esta mesma região concentra as tempestades convectivas mais profundas do mundo, SCM robustos e granizo grande muito frequente. Albrecht et al. (2016) mostraram que os locais com mais raios no mundo estão no norte da Argentina, estendendo-se em direção ao Paraguai e ao sul do Brasil, ao longo da região de tempestades mais intensas Terra.

Cecil and Blankenship (2012) compilaram uma climatologia das tempestades que produzem granizo grande a partir de medidas de satélite na faixa de micro-ondas. Na faixa de 37 e 89 GHz, hidrometeoros de gelo grandes como o granizo espalham a radiação de microondas emergente para longe do campo de visão de um satélite, causando depressões na temperatura de brilho muito abaixo da temperatura termodinâmica na atmosfera. Usando esta informação, estes autores construíram mapas da probabilidade de granizo grande como função da diminuição da temperatura de brilho. Eles mostram que fortes tempestades de granizo ocorrem com mais frequência em uma ampla região do norte da Argentina, sul do Paraguai e sul do Brasil, principalmente no final da primavera e início do verão. Mais recentemente, Bang e Cecil (2019) reafirmam que as medidas de satélite apontam esta mesma região como os locais do mundo com maiores frequências de granizo.

Lopes (2020) investigou padrões atmosféricos favoráveis para a formação e desenvolvimento de eventos severos (como vendavais, tornados, chuvas intensas e granizo) a leste da Bacia do Prata. O padrão mais característico nos eventos analisados foi a presença de um cavado invertido em superfície à noroeste do ponto de ocorrência, associado a Baixa do Chaco ou a Baixa do Noroeste Argentino. Em baixos níveis foi observado a frequente presença

do fluxo de calor e umidade de noroeste, porém com poucos eventos caracterizados como JBN. Em médios níveis verificou-se a presença de um cavado migratório e em altos níveis escoamento intenso de oeste associados ao jato de altos níveis à sul do evento, sendo favorecido pela presença de divergência. Este padrão apresentado por Lopes (2020) é semelhante ao esquematizado e resumido por Nascimento (2005) nos Estados Unidos na América do Sul (Figura 1) e ao encontrado por Sperling (2018).

Figura 1 - Padrão atmosférico observado em eventos convectivos na a) América do Sul e b) nos Estados Unidos.

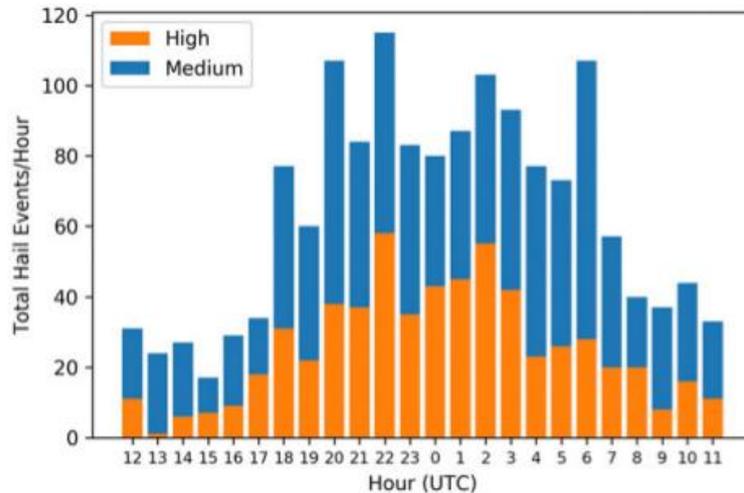


Fonte: Nascimento, 2005

Ao analisar especificamente as tempestades de granizo, Bruick et al. (2019) também observaram as condições sinóticas semelhante às propostas por Lopes (2020) e Ernani (2003), e neste caso a área de estudo contemplou parte do sul do Brasil, Uruguai, Paraguai e o centro-norte da Argentina. Em contraponto com Lopes (2020), que não analisou especificamente eventos de granizo, Bruick (2019) observou que a presença do JBN é extremamente importante para a formação de granizo. Quando analisados os casos de alta probabilidade de granizo, o JNB se apresentou anormalmente forte. Além disto, verificou também condições de instabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE – sigla do inglês, *convective available potential energy*). Em situações em que a probabilidade de granizo é muito alta, a média da CAPE máximo é de  $3439 \text{ J kg}^{-1}$ , já em situações de média probabilidade a média de CAPE máximo é de  $2835 \text{ J kg}^{-1}$ . Apesar da diferença entre as CAPE de alta e média probabilidade, o cisalhamento entre a superfície e 500 hPa não apresentou diferença significativa entre os casos, variando entre  $14,44$  e  $14,22 \text{ m s}^{-1}$  para alta e média probabilidade de granizo, respectivamente.

Em relação ao ciclo anual, Bruick (2019) mostra que há um mínimo da ocorrência de granizo entre os períodos dos meses de abril e setembro, com máximo entre outubro e março, sendo janeiro e outubro os meses de maior ocorrência. Ao analisar o ciclo diurno (Figura 2 - Ciclo diurno de eventos de granizo observados no sudeste da América do Sul) há um pico entre 18 e 03 UTC, isto converge com o ciclo diurno de granizo severo apresentado por Cecil e Blankenship (2012), que mostra um pico em torno de 23 UTC para o sudeste da América do Sul. Em ambos os trabalhos os mínimos de ocorrência de granizo ocorrem próximos a 12 UTC, ou seja os horários menos favorecidos para formação de granizo são entre manhã e início da tarde.

Figura 2 - Ciclo diurno de eventos de granizo observados no sudeste da América do Sul



Fonte: Bruick et al, 2019

### 2.1.1 Tempestades severas associadas a granizo no Rio Grande do Sul

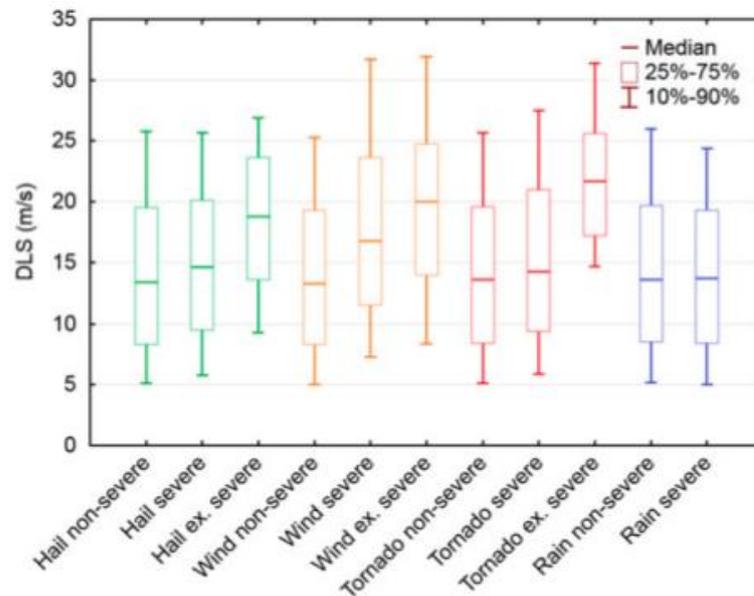
Um dos pioneiros em estudos referentes a ocorrência de granizo no RS, Berlato et al. (2000), aplicaram cálculos de probabilidade baseados em dados coletados em 41 localidades do estado. Identificaram as regiões mais propícias dos eventos coletados, sendo elas as de maior continentalidade e maior altitude, e as de menor probabilidade de ocorrência aquelas próximas ao Litoral. A estação com maior risco de queda de granizo é da primavera, resultado também observado por Nedel et al. (2012), que mostrou um máximo no mês de outubro.

Assim como Nedel et al. (2012) e Martins et al. (2017) utilizaram dados de registros de ocorrência notificados pela Defesa Civil para analisar a distribuição espacial e diurna de granizo, neste caso para o sul e sudeste do Brasil. Os resultados encontrados ratificaram o maior registro no mês de outubro no RS. Outra discussão levantada por Martins et al. (2017) são os poucos registros em regiões de pouca população, o que dificulta ao relacionar a ocorrência de granizo com a continentalidade e maiores altitudes.

Sperling (2018) estudou através de registros de granizo, dados de radar e descargas elétricas, o comportamento, características e ambiente de formação das tempestades de granizo no RS e Santa Catarina. Concluiu que os núcleos que resultam em queda de granizo são pequenos, mas intensos e profundos, com maior probabilidade de queda entre o estágio inicial e maduro. São também nestes estágios que ocorrem uma maior variação da atividade elétrica. O ambiente de formação, já bem caracterizado na região, foi reforçado por Sperling, como o escoamento em baixos níveis de direção noroeste e escoamento intenso de oeste em altos níveis.

O ambiente sinótico em eventos de granizo também foi analisado por Beal et al. (2020). O estudo é voltado para regiões da Argentina, Santa Catarina e Paraná, porém, destes dois primeiros, contemplam localidades bem próximas ao RS entre o oeste e noroeste do estado. Além de confirmar a importância do fluxo de calor e umidade em baixos níveis e dos ventos intensos em altos níveis, mostram também o favorecimento associado ao cisalhamento do vento. Como discutido por Warren et al. (2017) e Peter et al. (2019), o cisalhamento contribui para a manutenção e intensificação das correntes ascendentes, fundamentais para a formação de granizo. Pucik et al. (2015) relacionou diversos eventos, de acordo com sua severidade, com os parâmetros de tempo severo, como CAPE, cisalhamento profundo do vento (entre a superfície e 6 km; DLS – sigla do inglês, *deep level shear*) e em níveis baixos (entre a superfície e 1 km; LLS – sigla do inglês, *low level shear*). Para o DLS (Figura 3 - Boxplot do DLS para eventos não-severos, severos e extremamente severos de granizo, vento, tornado e chuva na Europa Central), mostra um aumento conforme o evento de granizo se torna mais severo, para casos de granizo extremamente severo, o valor de DLS chega a quase  $20 \text{ m s}^{-1}$ . Já para o caso do LLS, Pucik et al. (2015) mostra que não há diferença significativa entre os casos de menor e de maior severidade.

Figura 3 - Boxplot do DLS para eventos não-severos, severos e extremamente severos de granizo, vento, tornado e chuva na Europa Central



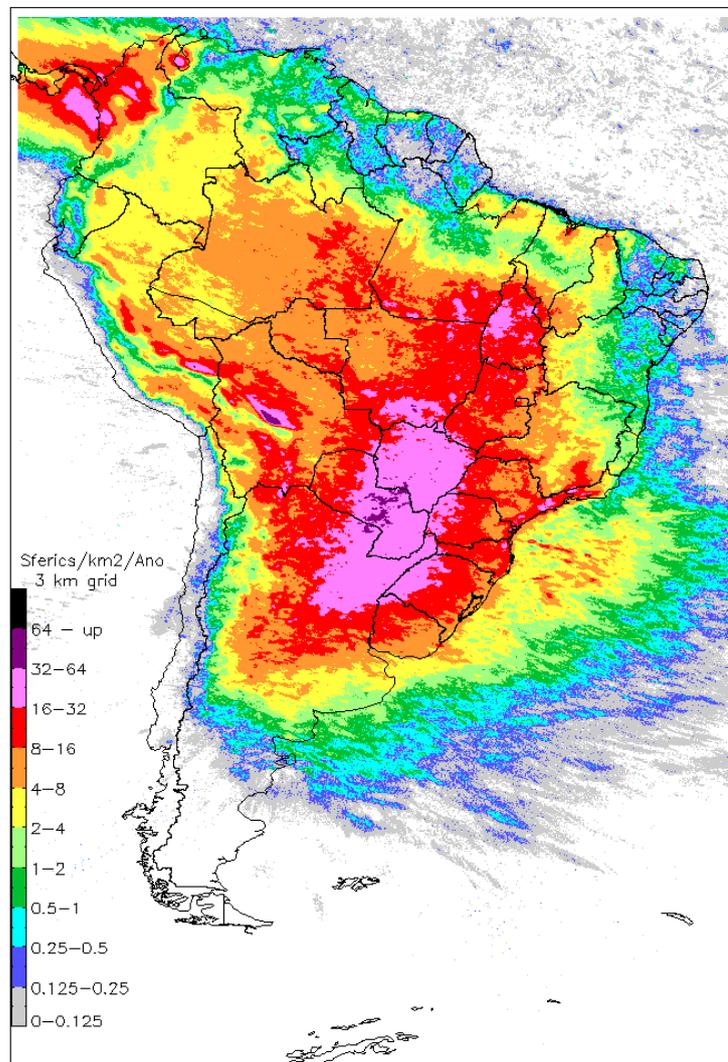
Fonte: Pucik et al, 2015

### 2.1.2 Atividade elétrica no sudeste da América do Sul

Em consequência da frequente atuação de grandes SCM e também de tempestades locais no sudeste da América do Sul, a região apresenta uma intensa atividade elétrica. A Figura 4 mostra a climatologia de raios do tipo nuvem solo a partir da rede de detecção STARNET (Seção 3.1.2) compilada por Morales (2019). A mesma região de alta frequência de tempestades intensas e severas apontadas por vários autores na Seção 2.1, i.e., norte da Argentina, Paraguai, se estendendo para sudoeste do Brasil (também denominada de Bacia do Prata), mostra alta densidade média de raios, com valores superiores à 16 raios por km<sup>2</sup> por ano. Especificamente sobre o RS, estas altas densidades de raios concentram-se no oeste do estado, diminuindo gradativamente para densidade médias de 8 à 16 raios por km<sup>2</sup> por ano no centro do estado e 4 à 8 raios por km<sup>2</sup> por ano na costa. Dentre os 500 locais com mais raios no mundo relatados por Albrecht et al. (2016), 16 estão nesta região da Bacia do Prata, sendo dois no Brasil: um próximo à cidade de Coxim no estado de Mato Grosso do Sul, com ~52 raios totais por km<sup>2</sup> por ano na posição 446 do ranking, e outro próximo à cidade de Santo Ângelo no estado do Rio Grande do Sul, com ~51 raios totais por km<sup>2</sup> por ano na posição 485 do ranking (ALBRECHT et al., 2016; MORALES, 2019). Morales (2019) também mostra que o RS é o quarto estado do

país no ranking de densidade de raios considerando as medições entre os anos de 2012 e 2017, com densidade máxima de ~40 raios nuvem-solo por km<sup>2</sup> (ficando atrás apenas dos estados de Mato Grosso do Sul, Tocantins e Paraná), e é o sexto estado em quantidade total de raios registrados neste período (3.517.710 raios nuvem-solo). Em seu ranking dos municípios brasileiros com a maior densidade máxima de raios anual neste mesmo período, Morales (2019) registra a cidade Rolante no RS como a localização do máximo no estado, estando na nona posição.

Figura 4 - Climatologia de raios da rede STARNET entre os anos de 2012 a 2017: densidade média de raios por km<sup>2</sup> por ano.

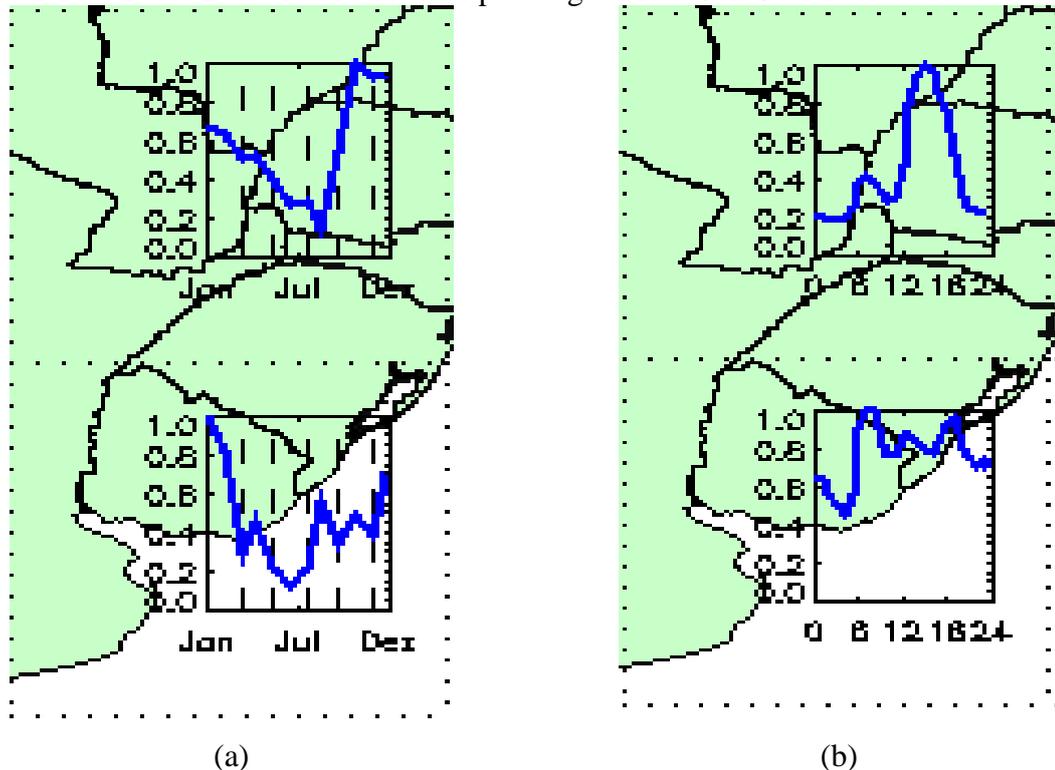


Fonte: Morales (2019)

A sazonalidade da atividade elétrica na América do Sul é bem diversificada. Albrecht et al. (2016) relata que a maior parte deste território tem máxima atividade elétrica durante o

verão (janeiro e fevereiro), porém a região do Bacia do Prata, norte da Bolívia e do Peru e Amazônia Ocidental têm maior atividade durante a primavera (setembro a novembro). Esta diversidade na sazonalidade da atividade elétrica é evidenciada pelo ciclo anual normalizado do número médio de raios nuvem solo para regiões de  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$  compilado por Morales (2019) e ilustrado na Figura 5a. Nesta análise, o estado RS está dividido ao meio entre duas dessas regiões de  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ , onde o norte do estado apresenta o máximo na primavera (outubro) se estendendo ao início do verão (dezembro), e o sul do estado apresenta o máximo no verão (janeiro) e dois máximos secundários no final do inverno (agosto) e ao longo da primavera. Rasmussem et al. (2014) também observou que o máximo de raios ocorre principalmente na Argentina (região noroeste na primavera e outono e próximo aos Andes no verão) e no Paraguai, durante a primavera e outono. No sudoeste do Brasil, também foi identificado um aumento de raios durante a primavera, e no verão com menor intensidade na região oeste do RS.

Figura 5 - Climatologia de raios da rede STARNET entre os anos de 2012 a 2017: (a) ciclo anual e (b) ciclo diurno (hora local), ambos normalizados pelo valor máximo do número médio de raios para regiões de  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ .



Fonte: Adaptado de Morales (2019)

Este pico de descargas elétrica na estação quente investigado por Rasmussem et al. (2014), foi observado por Azambuja (2017), em que analisou a atividade elétrica no sul do Brasil. Ainda que Rasmussem et al. (2014) apresente um aumento de raios no sudoeste do Brasil nas estações quentes, Azambuja (2017) mostra que no oeste do RS este pico está associado a raios Nuvem-Solo, principalmente entre madrugada e início da tarde. Na primavera os ciclos das atividades elétricas são modulados sobretudo pelos SCM, no verão, devido ao maior aquecimento, a atividade elétrica está mais relacionada a núcleos de temporais localizados.

O ciclo diurno apresentando por Azambuja (2017), mostra um aumento de descargas elétricas entre os horários de 00 UTC a 12 UTC. Este resultado diverge com o encontrado por Bourscheidt et al. (2009), que ao analisar a relação entre descargas elétricas e relevo, apresenta um pico de raios às 19 UTC (em regiões de baixas altitudes) e às 18 UTC (para regiões mais elevadas). Ávila et al. (2015) salienta que para esta região, sul do Brasil e proximidades da Bacia do Prata, o horário de pico de raios não é bem definido, podendo ocorrer a qualquer hora do dia.

Bourscheidt et al. (2009) mostrou que em terrenos mais elevados a amplitude de ciclo diurno é mais acentuada. E além de analisar o ciclo diurno em relação a altitude, observou pouca relação entre altitude e atividade elétrica, porém mostrou que a inclinação do terreno exerce maior influência.

Mais recentemente, Morales (2019) mostra que esta indefinição no ciclo diurno de raios nuvem-solo no estado do RS é evidente para a porção sul, enquanto a porção norte possui dois picos muito bem definidos, um principal às 14 hora local (17 UTC) e outro secundário às 08 hora local (11 UTC), ilustrados na Figura 5b. Segundo Morales (2019), ao norte do estado, o primeiro pico do ciclo diurno é definido por convecção local e o segundo pela passagem de SCM que se formam no norte da Argentina durante o final da tarde e início da noite e se deslocam para leste, atingindo o RS no final da madrugada e início da manhã. Vale ainda ressaltar, que tanto Morales (2019) quanto Albrecht et al. (2016) mostram que o ciclo diurno da extensa região de alta atividade elétrica da Bacia do Prata é dominada pelo ciclo de vida dos SCM originados na Argentina.

## 2.2 *Formação do granizo, sua relação com a atividade elétrica, e métodos de identificação*

Para compreender e explicar a formação e desenvolvimento de tempestades é preciso, que antes, sejam compreendidos os processos microfísicos da formação das gotículas de nuvem. Korolev (2007) explica que o crescimento inicial das partículas, sejam elas líquidas ou sólidas,

é consequência da diferença entre as pressões de vapor do ambiente e do conteúdo presente (gotículas líquidas ou sólidas). Ainda há outras condições a serem consideradas no processo de crescimento das gotas por condensação, como a presença de aerossóis e a saturação do ambiente, esta última discutida por Korolev e Isaac (2000), que mostram que a supersaturação é resultante da velocidade vertical, entranhamento e mistura, aquecimento/resfriamento radiativo e evaporação/condensação das gotas.

Em relação às partículas de gelo há quatro mecanismos de nucleação do gelo (MANTON, 1983). A sublimação do vapor d'água sobre o núcleo de deposição, condensação seguida por congelamento, a partir do contato do núcleo de deposição com a gota super-resfriada e quando o núcleo é embebido pela gota. Manton (1983) sugere ainda que o crescimento dos cristais de gelo pode ocorrer pelo processo de sublimação (WEGENER, 1911; BERGERON, 1935; FINDEISEN, 1938), até atingirem um tamanho suficientemente grande para se colidirem com outros cristais de gelo (processo de agregação), e assim formarem flocos de neve, ou com gotículas líquidas super-resfriadas (processo de *riming*), e formar *graupels* (YAU; ROGERS, 1996).

Conforme o *graupel* se mantém no interior da nuvem, basicamente pelas flutuações da corrente ascendente, este cresce gradualmente por coleta de gotas super-resfriadas, conforme descrito por Browning e Keith (1976) e Knight e Knight (2001). Com o crescimento do *graupel*, forma-se o granizo, e a intensidade das correntes ascendentes são determinantes para sua formação e para que atinja tamanhos maiores, pois precisam ser suficientemente intensas para sustentar o seu peso no interior da nuvem. Segundo Nelson (1983), o crescimento do granizo é eficiente em correntes ascendentes moderadas, em torno de 20 a 40 m s<sup>-1</sup>. Além disto a formação de granizo está relacionada também a nuvens de convecção intensa e valores elevados de conteúdo de água líquida.

A presença de gelo em uma nuvem torna possível a sua eletrificação e posteriormente as descargas elétricas (WILLIAMS, 1989). Através das colisões entre cristais de gelo e partículas maiores, como o *graupel*, há transferência de carga negativa para as partículas maiores. Williams (2001) sugere que a força da gravidade trata de separar as partículas maiores das menores, que por serem mais leves são transportadas para níveis mais elevados, isto ocorre quando a corrente ascendente não é forte o suficiente para transportar as partículas mais pesadas. Como os cristais são em sua maioria de carga positiva e os *graupels* de carga negativa, este transporte causa uma polarização na nuvem.

A atividade elétrica evolui de acordo com o desenvolvimento da tempestade, e há uma relação direta com a taxa de raios e a intensidade do sistema convectivo (VONNEGUT, 1963;

WILLIAMS, 2001). Marra (2017) observaram em um caso de tempestade no Mediterrâneo que o início da atividade elétrica coincidiu com o máximo de transporte vertical de massa de precipitação e seu máximo ocorreu durante a fase mais intensa da tempestade.

### 2.2.1 Índices de identificação de granizo

Waldvogel et al. (1979) desenvolveu um método que permite estimar a presença de granizo de maneira remota, através do uso do radar meteorológico. Além dos dados de refletividade, é considerado também o perfil vertical de temperatura para o cálculo. Este método compara a altitude onde a refletividade corresponde a 45 dBZ e onde está a isoterma de 0°C. Quando se considera o nível da isoterma de 0°C é representado também as propriedades termodinâmicas.

Ao aplicar o método Waldvogel para a região da Alemanha, Puskeiler et al. (2016) identificaram regiões mais propícias para a queda de granizo. Uma delas sendo áreas próximas a Stuttgart, na qual também se mostrou bastante favorável para queda de granizo em estudo anterior realizado por Kunz e Kugel (2015). Os índices utilizados neste estudo que se mostraram mais eficientes foram o Algoritmo de Detecção de Granizo (*Hail Detection Algorithm*) e a POSH. Porém, apesar de apresentarem uma alta probabilidade de detecção, apresentaram também um elevado valor de taxa de falso alarme.

Skripniková e Řezáčová (2014) avaliaram sete métodos de detecção de granizo através de dados de radar e determinaram limiares destes para a República Checa. O produto de indicador de posição do plano de altitude constante, CAPPI (sigla do inglês, *Constant Altitude Plan position Indicator*), o qual fornece uma seção transversal horizontal dos dados volumétricos do radar em altitude constante, é utilizado para distinguir chuva e granizo através da refletividade a uma altura constante, as autoras utilizaram limiares de 55 dBZ e aplicaram a CAPPI de 2 km. Desenvolvido para estimar o potencial de precipitação, o cálculo do conteúdo de água líquida verticalmente integrada (VIL – sigla do inglês, *Vertically Integrated Liquid water content*), que determina o conteúdo de água na coluna, pode indicar ocorrência de granizo quando assume valores elevados. Neste método utilizaram um limiar de 57 kg m<sup>-2</sup>. Ainda, aplicando outros métodos, Skripniková e Řezáčová (2014) verificaram que a combinação dos índices Waldvogel, SHI e POSH apresenta eficiência na detecção de granizo, sobretudo para granizos com diâmetro superior a 2 cm.

Lukach et al., (2017) estudaram a ocorrência de granizo na Bélgica baseado em radares meteorológicos, através da aplicação de algoritmos de detecção de granizo. Os dados foram

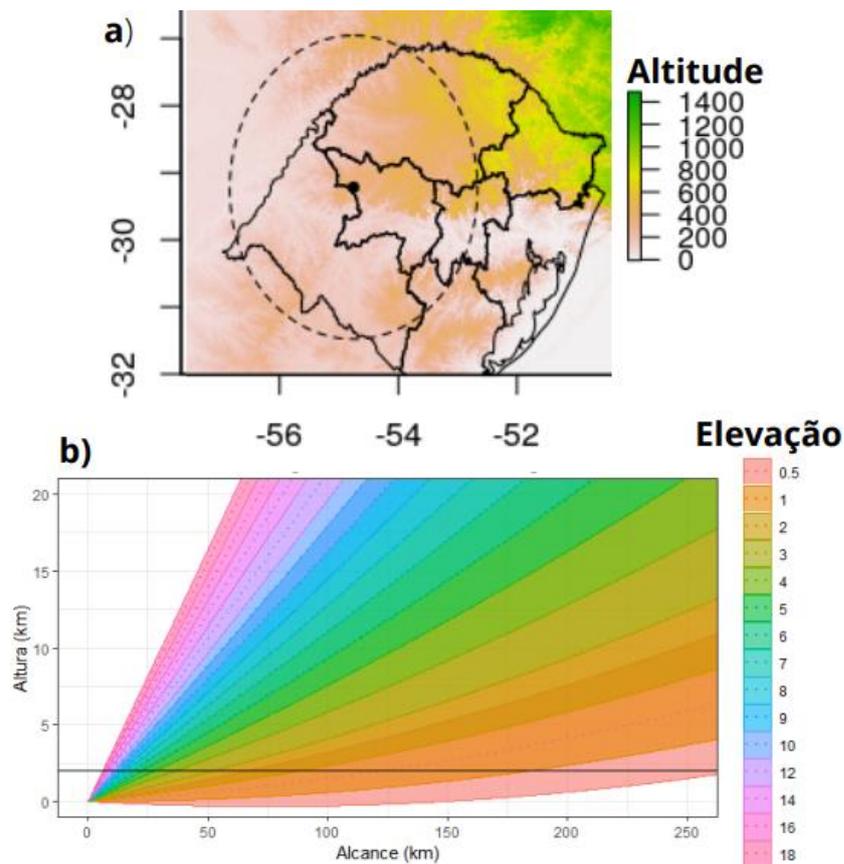
submetidos a procedimentos de pós processamento (correção de echo de terreno e de advecção), os quais eliminam possíveis ruídos e corrigem possíveis erros. Os algoritmos utilizados calculam a probabilidade de ocorrência de granizo (POH – sigla do inglês, *Probability of Hail*) e sua severidade (POSH, caso o diâmetro estimado exceda 20 mm). Ao confrontar as ocorrências identificadas pelos índices com as reportadas por órgãos oficiais, mostraram que a detecção obteve resultado satisfatório entre 64 e 100% para granizos severos e entre 55 a 96% para granizo não severo, para POH e POSH, respectivamente, quando os limiares utilizados foram de 50%.

Derivado do SHI, o parâmetro MESH, se mostrou um bom indicador de localidades e épocas favoráveis para a queda de granizo severo nos Estados Unidos (CINTINEO et al., 2012). Resultado semelhante encontrado por Murilo e Homeyer (2019), que aplicaram o MESH e VIL também para os Estados Unidos e se mostraram eficientes na identificação do evento. Porém, vários estudos mostram que o MESH não produz estimativas confiáveis do tamanho do granizo em si, mas é hábil em identificar a ocorrência de granizo (CINTINEO et al., 2012; BUNKERS; SMITH, 2013; MURILLO, ELISA M.; HOMEYER, CAMERON R.; ALLEN, 2021).

### 3 Dados e metodologia

A área de estudo compreende toda a região de cobertura do radar meteorológico de Santiago, no Rio Grande do Sul, que abrange o oeste do estado, e parte do sul e região central, como mostra a Figura 6a.

Figura 6 - Localização do radar de Santiago e delimitação do raio de 250 km, com a altitude da região, e b) sua estratégia



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

#### 3.1 Dados

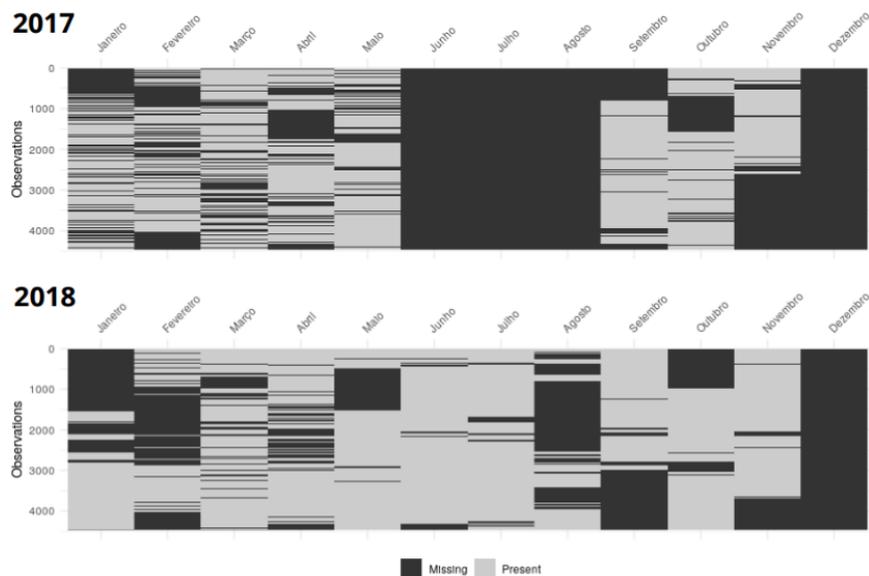
##### 3.1.1 Radar meteorológico

Para identificação das tempestades severas utilizou-se os dados volumétricos do radar Doppler que opera na Banda-S do DECEA (Departamento de Controle do Espaço Aéreo) localizado em Santiago, Rio Grande do Sul ( $29^{\circ}23'S/54^{\circ}93'W$ ), Figura 6a. A operação do radar é feita pelo DECEA e os dados são recebidos e armazenados pelo Divisão de Satélites e

Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O radar opera 24 horas por dia, sendo que a cada 10 minutos é realizada uma varredura volumétrica com 15 elevações de feixe de 2° e resolução de 500 m entre *bins* (Figura 6b). Os campos de refletividade volumétrica foram convertidos em coordenadas cartesianas pelo produto CAPPI pela DSA/CPTEC/INPE, com resolução espacial horizontal de 2 km e vertical de 1km.

Os anos estudados foram de 2017 e 2018, porém com algumas falhas em determinados meses. Na Figura 7 são identificados os dias com ausência de dados, no ano de 2017 há uma falha significativa entre os meses de junho e agosto, assim como no fim de novembro e o mês de dezembro, pequenas falhas também foram identificadas em janeiro, fevereiro, abril, setembro e outubro. Em 2018, o mês de dezembro também apresentou ausência de dados, identificou-se falhas em janeiro, fevereiro, março, maio, agosto, setembro e outubro. Entre setembro e outubro a somatória de dados faltantes representa mais de duas semanas, neste período, especificamente, foram observadas tempestades significativas na região de cobertura do radar.

Figura 7 - Períodos de falhas nos dados do radar (em preto) dos anos de 2017 e 2018



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

### 3.1.2 Detecção de descargas elétricas

Utilizou-se dados da rede de detecção de descargas atmosféricas STARNET (*Sferics Timing And Ranging Network*) (MORALES ET AL, 2014; MORALES, 2019). Este sistema

possui 12 antenas receptoras localizadas na África, América do Sul e Central, estas antenas detectam ruídos provenientes das descargas elétricas e operam na frequência VLF (*Very Low Frequency*). Diferentes estudos de validação mostraram que o STARNET mede principalmente relâmpagos nuvem-solo com uma eficiência de detecção de *strokes* de 35% e erro de localização entre 2 e 5 km na maior parte da América do Sul (MORALES ET AL., 2014; MORALES, 2019).

A série temporal utilizada foi de janeiro a novembro de 2018, com ausência de dados do mês de julho.

### 3.1.3 Dados sondagens e de reanálises

Os dados de temperatura do perfil vertical da atmosfera foram inferidos pelas radiossondagens da cidade de Santa Maria/RS do horário das 12 UTC, disponibilizadas pelo Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>), utilizados posteriormente para o cálculo de índices de severidade de granizo. Foram estimadas as alturas das isotermas utilizadas nos cálculos através da média das sondagens referentes aos dias com granizo.

Para a análise dos campos sinóticos no estudo de caso, foram utilizados os dados provenientes do National Centers for Environmental Prediction, o Climate Forecast System version 2 (SAHA et al., 2014). Estes produtos são disponibilizados para os horários de 00, 06, 12 e 18 UTC, com espaçamento de grade de  $0,5 \times 0,5^\circ$ . As variáveis e os níveis utilizados se encontram presentes na Tabela 1.

Tabela 1 – Dados de reanálise utilizados e seus respectivos níveis de pressão

Cabeçalho 1	Superfície	850 hPa	500 hPa	200 hPa
Vento Zonal	x	x	x	x
Vento Meridional	x	x	x	x
Altura Geopotencial			x	
CAPE	x			
Temperatura	x			
Água Precipitável	x			
Pressão	x			

## 3.2 Métodos

### 3.2.1 Identificação e rastreamento de tempestades

Várias definições de tempestade severa são encontradas na literatura, o que sugere que este conceito difere quando considerado diferentes regiões do globo. A definição proposta por Moller (2001) classifica uma tempestade como severa quando esta é capaz de produzir granizo com diâmetro superior a 2 cm, rajadas de vento superiores a  $26 \text{ m s}^{-1}$  e/ou tornados. Para este estudo limita-se a considerar tempestade severa aquelas que produzem granizo com diâmetro superior a 2 cm (NASCIMENTO, 2005).

Inicialmente, realizou-se a identificação e rastreamento de tempestades através do Fortracc (*Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters*), desenvolvido por Vila et al. (2008). Este algoritmo, além de identificar e rastrear clusters de tempestades, descreve características físicas do sistema, como tamanho, velocidade e direção de propagação. Isto é baseado por um limiar de refletividade, neste trabalho o limiar utilizado é de 35 dBZ a uma altura de CAPPI de 2 km, com uma resolução espacial de 2 km para rastreamento dos clusters. Porém, apenas o uso deste algoritmo não garante que as tempestades rastreadas podem ser classificadas como severas. Portanto, utilizou-se outros algoritmos descritos a seguir.

### 3.2.2 Índices de granizo severo

A partir dos clusters identificados pelo Fortracc foram calculados e testados quatro algoritmos: VII, VIL, SHI e POSH. Sendo dois deles, SHI e POSH, de detecção de granizo e amplamente utilizados na literatura (Seção 2.2.1):

O conteúdo integrado de água líquida (GREENE; CLARK, 1972) foi determinado através da equação, desenvolvida por Amburn e Wolf (1997):

$$VIL = 3.44 \times 10^{-6} \int_{h_{base}}^{h_{topo}} Z^{\frac{4}{7}} dh \quad \text{Equação 1}$$

onde  $Z$  é o fator refletividade ( $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ ),  $h_{base}$  e  $h_{topo}$  são as alturas, em metros, da base e topo que a refletividade é superior a 0 dBZ. O VIL tem unidade de massa por área, i.e.,  $\text{kg m}^{-2}$ . Este

algoritmo integra verticalmente o dado tridimensional de refletividade em dado bidimensional proporcional ao conteúdo de água líquida presente na coluna, desde a base até o topo da nuvem.

O método VIL não é próprio para identificação de gelo, porém valores altos estão relacionados com ocorrência de tempo severo, como também com a presença de granizo (HOLLEMAN, 2000; SPERLING, 2018). Skripniková e Řezáčová (2014) determinaram limiares de 45 kg m<sup>-2</sup> para região de Stuttgart na Alemanha e de 34 kg m<sup>-2</sup> para região da República Tcheca.

Calculou-se também o conteúdo integrado de gelo (CAREY, LAWRENCE D.; RUTLEDGE, 2000), VII, pela equação:

$$VII = 6.07 \times 10^{-3} \int_{h_{-10^{\circ}c}}^{h_{-40^{\circ}c}} Z^{\frac{4}{7}} dh \quad \text{Equação 2}$$

onde  $h_{-10^{\circ}c}$  e  $h_{-40^{\circ}c}$  são as alturas, em metros, das isotermas correspondentes. De forma similar ao VIL, este algoritmo tem unidade de massa por área (kg m<sup>-2</sup>) e calcula a integração vertical, porém é limitado aos níveis entre as isotermas de -10°C e -40°C, que correspondem às camadas de crescimento de gelo (incluindo, *graupel* e granizo).

Os índices SHI e POSH foram desenvolvidos por Witt et al. (1998) para estimar a probabilidade de granizo severo (diâmetro > 19 mm). Inicialmente, a refletividade (em dBZ) é convertida em fluxo de energia cinética ( $\dot{E}$ ):

$$\dot{E} = 5 \times 10^{-6} \times 10^{0.084Z} \quad \text{Equação 3}$$

e então é calculado a função de ponderação da refletividade ( $W(Z)$ ):

$$W(Z) = \begin{cases} 0, & \text{para } Z \leq Z_L \\ \frac{Z - Z_L}{Z_U - Z_L}, & \text{para } Z_L < Z < Z_U \\ 1, & \text{para } Z \geq Z_U \end{cases} \quad \text{Equação 4}$$

sendo  $Z_L = 40$  dBZ e  $Z_U = 50$  dBZ; e a função de ponderação da temperatura ( $W_T(H)$ ):

$$W_T(H) = \begin{cases} 0, & \text{para } H \leq H_0 \\ \frac{H - H_0}{H_{m20} - H_0}, & \text{para } H_0 < H < H_{m20} \\ 1, & \text{para } H \geq H_{m20} \end{cases} \quad \text{Equação 5}$$

onde  $H_0$  é a altura do nível de congelamento e  $H_{m20}$  é a altura correspondente a isoterma de 20°C. Sendo assim, o SHI ( $\text{J m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) é calculado através da integração desde a altura da isoterma de 0°C até o topo da nuvem ( $H_T$ ):

$$\text{SHI} = 0.1 \int_{H_0}^{H_T} W_T(H)W(Z)\dot{E}dH \quad \text{Equação 6}$$

O limiar considerado para identificar granizo severo utilizado na literatura é de  $60 \text{ J m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (SKRIPNIKOVÁ; ŘEZÁČOVÁ, 2014), porém os valores podem superar  $300 \text{ J m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  como observado por Witt et al. (1998). O cálculo do POSH relaciona o SHI com um limiar de alerta (WT – sigla do inglês, *Warning Threshold*), calculado a partir da altura do nível da isoterma de 0°C:

$$WT = 57.5H_0 - 121 \quad \text{Equação 7}$$

se  $WT < 20 \text{ J m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , então  $WT = 20 \text{ J m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . E finalmente, o POSH é calculado utilizando a seguinte relação:

$$\text{POSH} = 29 \ln\left(\frac{\text{SHI}}{\text{WT}}\right) - 51 \quad \text{Equação 8}$$

Como o POSH só varia entre o intervalo de 0 e 100%, se os valores calculados pela equação acima assumem valores negativos, então POSH se iguala a 0%, no caso de o valor calculado ser superior a 100%, POSH se iguala a 100%. Para identificação de granizo severo, é considerado POSH superior a 60%. (SKRIPNIKOVÁ; ŘEZÁČOVÁ, 2014).

O cálculo destes índices explicados acima foi realizado da seguinte forma, através do rastreio dos clusters obtido pelo Fortracc foi identificado o pixel de maior refletividade para cada um destes. Identificado, foi calculada uma média da refletividade entre os 9 pixels sendo o pixel central o de maior valor, a fim de suavizar possíveis erros do radar. Através desta média foram calculados os índices VIL, VII, SHI e POSH.

### 3.2.3 Parâmetros dinâmicos e termodinâmicos.

Os parâmetros dinâmicos e termodinâmicos ajudam a compreender e prever condições favoráveis à convecção, como já discutido na Seção 2.1, por se tratar de variáveis que influenciam fortemente para o tempo severo (BROOKS, 2013; PUCIK et al., 2015). Dos

parâmetros mais abordados em questão (CAPE, DLS e LLS) foram calculados através dos campos de reanálises já mencionados na Tabela 1. Sobretudo o CAPE e DLS são um dos fatores que contribuem para eventos de granizo, pois são fatores importantes na manutenção das correntes ascendentes (NELSON, 1987).

A medida do CAPE depende da diferença entre as temperaturas da parcela de ar e do seu ambiente. Quanto maior a diferença entre estas mais propício será o ambiente para movimentos verticais em caso de convecção. Para o cálculo do CAPE foi utilizada a equação proposta por Houze (1993):

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NEL} \frac{\theta_v(z) - \bar{\theta}_v(z)}{\bar{\theta}_v(z)} dz \quad \text{Equação 9}$$

onde,  $g$  é a gravidade, NCE representa o nível de convecção espontânea e o NEL representa o nível de equilíbrio. A temperatura potencial virtual da parcela de ar é representada por  $\theta_v$  e a do ambiente por  $\bar{\theta}_v$ .

Para o cálculo do cisalhamento foi calculada a diferença entre as magnitudes do vento em superfície ( $V_{spc}$ ) e as alturas de 6 km ( $V_{6km}$ ) e 1 km. De forma que o DLS é representado por:

$$DLS = |V_{spc} - V_{6km}| \quad \text{Equação 10}$$

e o LLS foi calculado a partir da equação:

$$LLS = |V_{spc} - V_{1km}| \quad \text{Equação 11}$$

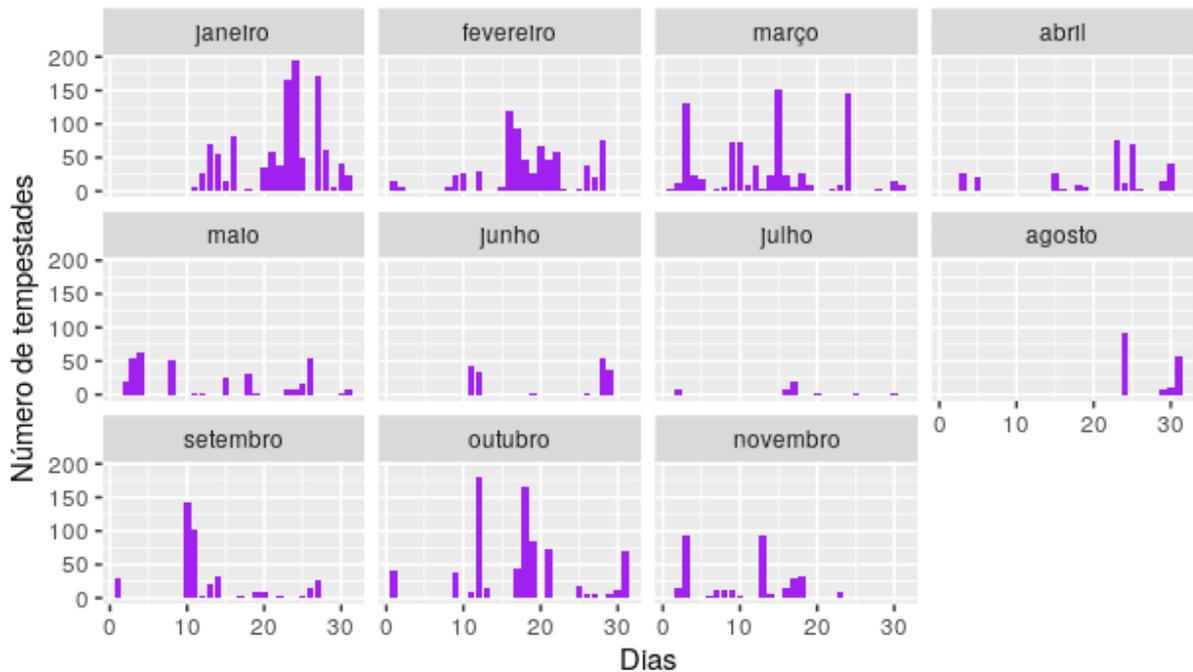
## **4 Estimativa da ocorrência e severidade de granizo no RS, suas características e ambientes de formação**

Nesta seção são apresentados os resultados referentes à identificação e caracterização das tempestades severas associadas a granizo ocorridas em 2017 e 2018 (Seção 4.1). Também são apresentadas a distribuição diurna e mensal (Seção 4.2), as relações com parâmetros do ambiente termodinâmico e topografia (Seção 4.3), seguida de uma breve análise sobre a atividade elétrica na região e suas relações a severidade das tempestades (Seção 4.4). Posteriormente, serão analisados mais detalhadamente dois estudos de casos de ocorrência de granizo severo (Seção 5) identificados através da metodologia descrita na seção anterior (Seção 3).

### *4.1 Identificação das tempestades severas*

Inicialmente foram rastreados, pelo Fortracc, clusters de refletividade de 35 dBZ para toda a área de cobertura do radar (Figura 6a), conforme descrito na Seção 3.2.1. A Figura 8 mostra a distribuição da quantidade de tempestades rastreadas por dia em cada mês de 2017 e 2018. Observa-se que nos meses de janeiro, fevereiro, março e outubro ocorreram maior número de tempestades em relação aos demais meses, com um máximo em janeiro. Salienta-se, diante deste resultado, que há períodos significativos com dados faltantes do radar (Seção 3.1.1; Figura 7), e durante o período de falta foram reportadas (através de rede de observadores amadores e pela imprensa) ocorrências de tempo severo no Rio Grande do Sul.

Figura 8 - Número de tempestades por dia identificadas pelo Fortracc nos anos de 2017 e 2018



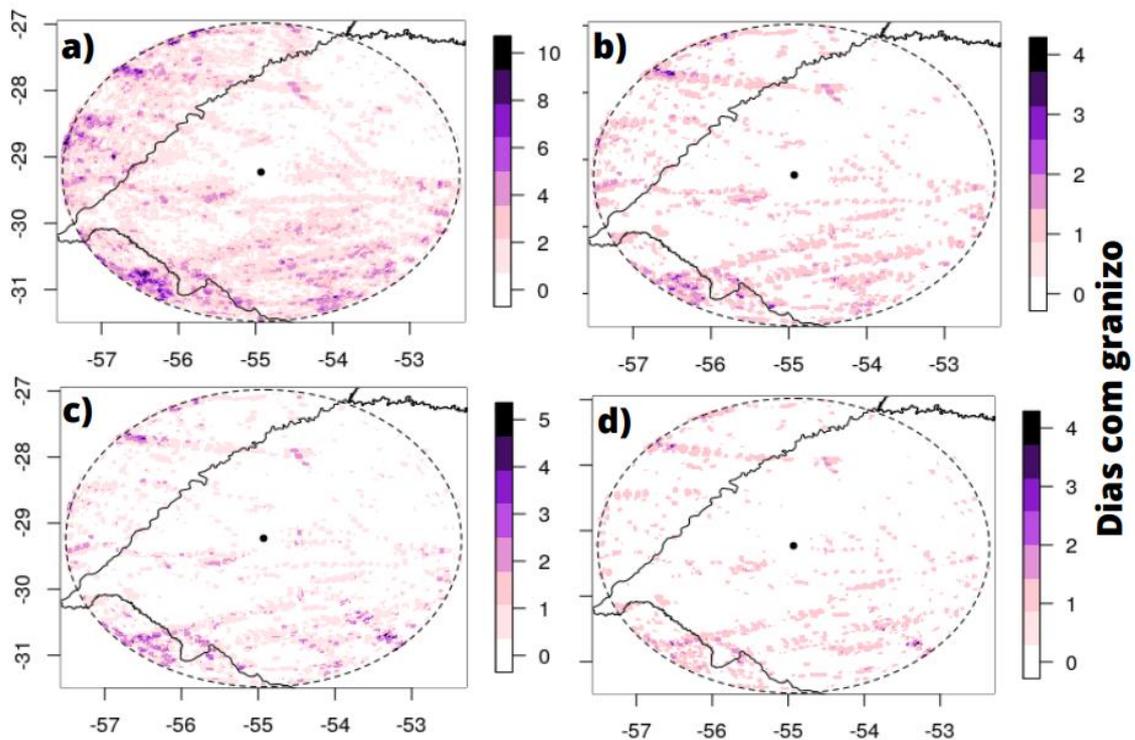
Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Ainda que a refletividade do CAPPI seja um dos métodos utilizados para identificar possíveis tempestades severas, como foi aplicado nesta primeira etapa, foram aplicados outros algoritmos que permitem melhor identificação de presença de granizo severo. Portanto, estas tempestades identificadas pelo Fortracc foram submetidas aos algoritmos de SHI (Equação 6) e POSH (Equação 8), conforme descrito na Seção 3.2.2. Considerou-se dois limiares de SHI e POSH, sendo os menores menos restritivos e os maiores mais restritivos: a)  $SHI > 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , b)  $SHI > 90 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , c)  $POSH > 60\%$ , e d)  $POSH > 90\%$  (LUKACH et al., 2017). Assim, espera-se que quando utilizados os limiares mais altos (de  $90 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$  e de 90%) serão restringidas tempestades ainda mais intensas, por se tratar de valores mais altos que indicam maior severidade.

Assim, foram contabilizados espacialmente (Figura 9) todos os dias em que os índices POSH e SHI identificaram granizo severo nos pixels dos clusters das tempestades rastreadas. Através dos painéis da Figura 9 é possível observar que, independentemente do índice e limiar considerado, as regiões mais favoráveis à ocorrência de granizo são coincidentes e estão entre o sul e centro do estado e parte do oeste. Os mínimos observados se mantêm no setor nordeste da área de cobertura do radar.

O índice SHI se mostrou um pouco mais conservador ao identificar os possíveis casos de queda de granizo, o máximo de dias contabilizados foi de 5 dias, quando considerado  $\text{SHI} > 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ . Ao considerar um limiar um pouco maior ( $\text{SHI} > 90 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ), a distribuição espacial e o máximo de dias não demonstraram variação significativa. Para o índice POSH, quando analisado a limiar acima de 60% foram contabilizados mais pixels com dias de granizo severo, com máximo de até 10 dias. Com o limiar de 90% a distribuição espacial se assemelha ao observado com o limiar de  $60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ .

Figura 9 - Análise espacial dos números de dias de granizo identificados pelos limiares de a)  $\text{POSH} > 60\%$ , b)  $\text{POSH} > 90\%$ , c)  $\text{SHI} > 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$  e d)  $\text{SHI} > 90 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$



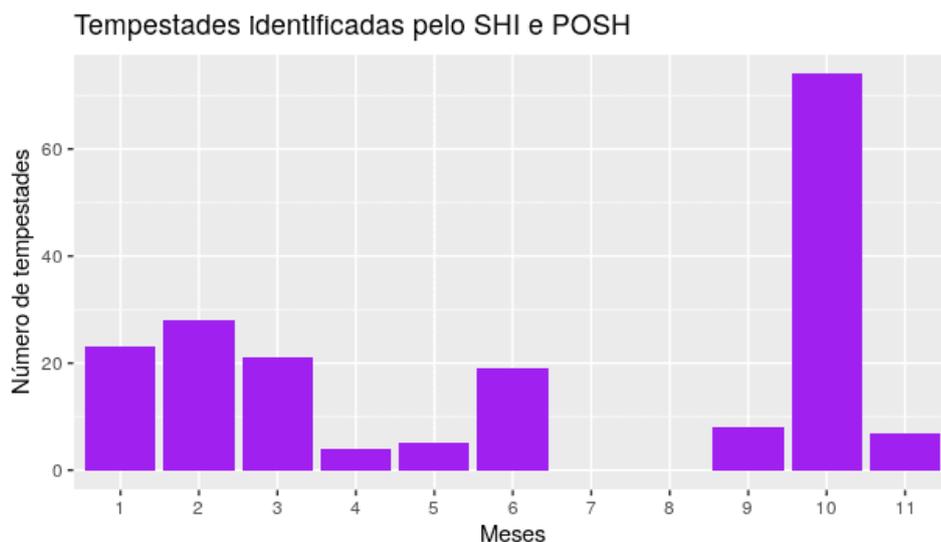
Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

#### 4.2 Distribuição diurna e anual

A Figura 10 apresenta o número mensal de tempestades com potencial para ocorrência de granizo severo, identificadas primeiramente pelo Fortracc e posteriormente pelos métodos SHI e POSH. Destacam-se os meses de verão (janeiro, fevereiro e março) e o mês de junho com aproximadamente 20 tempestades severas identificadas. O mês de outubro apresentou um máximo em relação aos demais, com 74 tempestades severas identificadas. Ou seja, foi coerente

com o número de tempestades rastreadas pelo Fortracc, para meses com maior número de tempestades, maior o número e tempestades severas. O máximo observado no mês de outubro é decorrente ao ambiente propício durante a primavera para a formação de tempestades, onde as condições dinâmicas (forçantes mecânicas em baixos e altos níveis) e as termodinâmicas (aquecimento da superfície e presença do fluxo de umidade e calor em baixos níveis) são observadas com maior frequência e em conjunto (BEAL et al., 2020; SPERLING 2018). Este resultado corrobora com o encontrado por Martins et al. (2017), que também reporta o mês de máximo dias com granizo no RS como sendo outubro, com cerca de 85 dias com granizo no período de 1991 a 2012 (22 anos), i.e., ~4 dias de granizo por ano. Sperling (2018) reporta valores mais elevados e setembro como o mês de máximo dias de granizo, com 277 dias, seguido por outubro com quase 200 dias, no período de 1985 a 2015 (31 anos), i.e., ~9 dias de granizo por ano em setembro e ~6 dias de granizo por ano em outubro. Porém, vale ressaltar que os dados reportados por Sperling (2018) compreendem todas as observações das estações meteorológicas convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) dos estados do RS e Santa Catarina (SC), sendo que o estado de SC compõe a maioria das observações, as quais ocorrem em setembro em SC (Vinicius Banda Sperling, comunicação pessoal).

Figura 10 - Número mensal de tempestades severas identificadas nos anos de 2017 e 2018 pelo método POSH > 60% e SHI > 60 Jm<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>



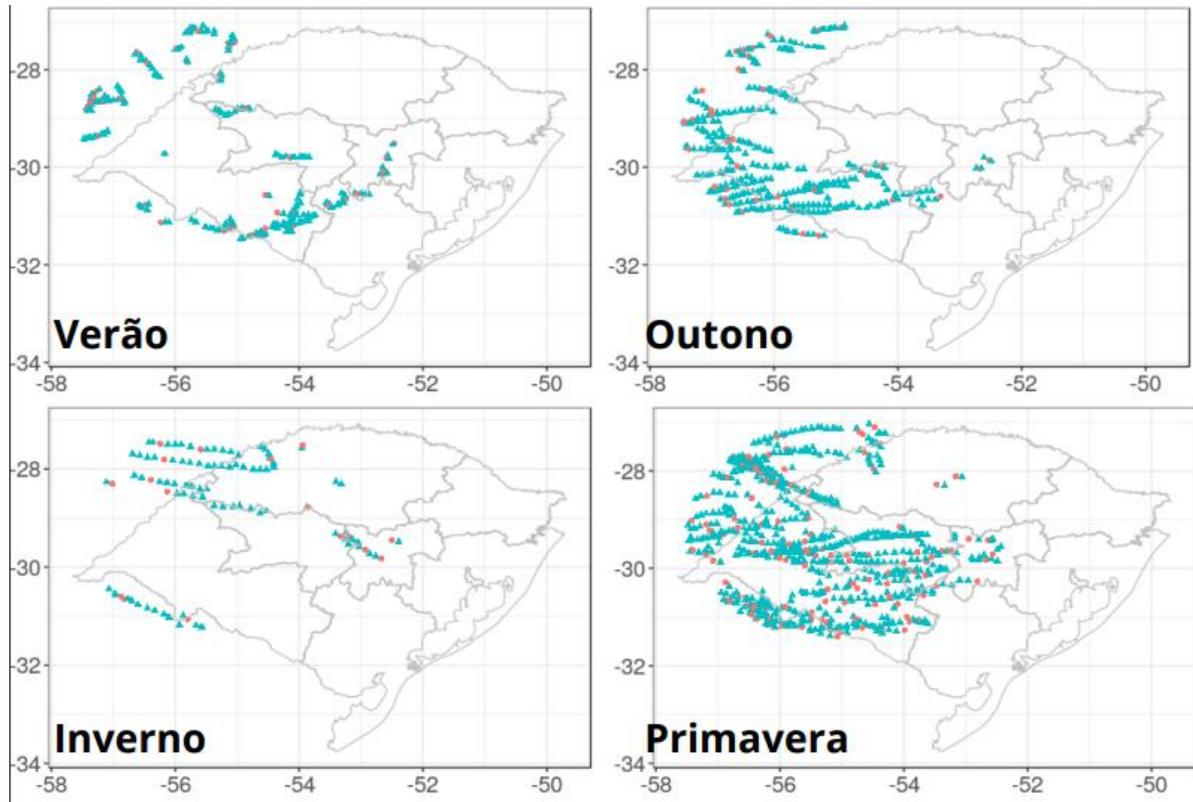
Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Das tempestades severas rastreadas pelo Fortracc e identificadas pelos índices POSH > 60% e SHI > 60 Jm<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>, foram separadas por estação do ano e as suas trajetórias são mostradas

na Figura 11, identificado o ponto de queda do granizo. É evidente o maior número de casos ocorridos na primavera. Nas estações de outono, inverno e primavera as trajetórias apresentadas são mais longas. As trajetórias curtas durante o verão podem ser atribuídas a dois fatores: I) o ambiente atmosférico não é suficiente para sustentar o ciclo de vida por muito tempo (possivelmente pela falta da componente dinâmica, e.g., cisalhamento) e II) o Fortracc não conseguir rastrear as tempestades quando há separação ou junção dessas. Também não pode se desconsiderar aqui o fato da falta de pós-processamento do dado, porém isso afetaria todo o período estudado, não somente uma época do ano. A região sul, sudoeste e parte do centro do estado se mostrou bem propícia para a ocorrência de tempestades com granizo severo, ao contrário do setor nordeste da área do radar, região de maiores altitudes (Figura 6) e com menor número de tempestades identificadas.

Em uma análise de eventos de granizo na Alemanha e França, Kunz et al. (2020) observaram que a trajetória de tempestades de granizo associadas a passagens de frentes frias é mais longa do que em eventos não frontais. O que pode estar relacionado ao apresentado na Figura 11, em que as trajetórias mais longas são observadas durante as estações do inverno e da primavera. São justamente estas duas estações que ocorrem com maior frequência a passagem de sistemas frontais no sul do país (MENDES; MENDES, 2004; RODRIGUES; FRANCO; SUGAHARA, 2004).

Figura 11 - Trajetória sazonal das tempestades severas identificadas nos anos de 2017 e 2018 pelo método  $\text{POSH} > 60\%$  e  $\text{SHI} > 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ . Os pontos vermelhos mostram o momento da “queda do granizo”, isto é, quando  $\text{POSH} > 60\%$  e  $\text{SHI} > 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Outro fator que contribui para um maior número de tempestades severas observadas na primavera, é a junção do ambiente mais instável (que geralmente é mais presente no verão) e o favorecimento dinâmico, ou maior cisalhamento (mais presente no inverno). Estes combustíveis são importantes para a formação e manutenção de tempestades. No verão, com a ausência de cisalhamento mais significativo, as tempestades se formam, porém não há o fator dinâmico suficiente para sustentar seus ciclos de vida mais longos ou intensificá-las. Já no inverno, há a presença do ambiente dinâmico mais favorável, o que contribui para a formação de tempestades intensas, porém devido a menor instabilidade, é observada uma menor ocorrência dessas tempestades severas em relação a primavera.

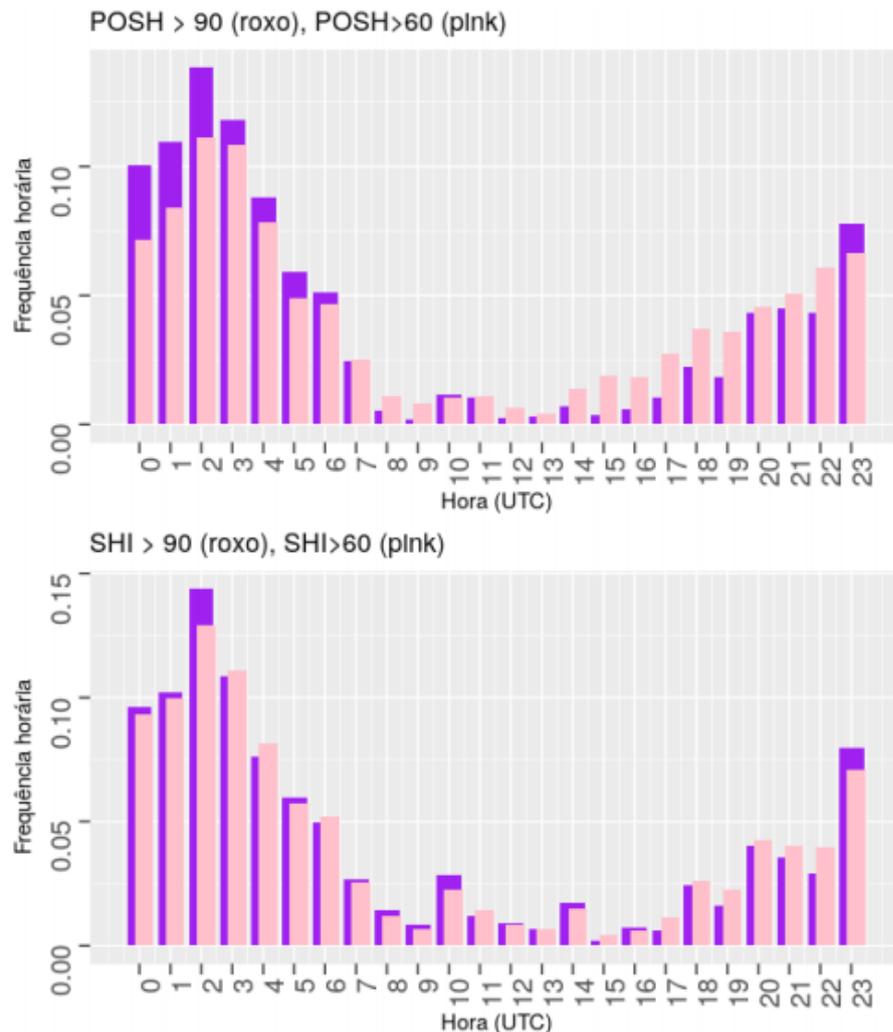
Da distribuição diurna foram encontrados resultados semelhantes ao de Bruick (2019) e Cecil e Blankenship (2014), que mostram um máximo de ocorrência de granizo severo entre o período noturno e início da madrugada, como apresentado na Figura 12. Ambos os limiares considerados se mostraram coerentes nos horários de maior frequência, entre 20 e 06 UTC (17 e 03 hora local), que correspondem aos períodos de final da tarde e parte da madrugada. Isto

indica que o aquecimento diurno pode influenciar no desenvolvimento de tempestades mais profundas associadas ao granizo, e assim haver eventos ao final da tarde e início da noite. Além disto, não se pode desconsiderar os eventos de SCM frequentes na região, que são mais observados no período noturno (VELASCO; FRITSCH, 1987) e podem contribuir para a frequência mais elevada entre noite a madrugada observada na

Figura 12. Os horários de menor frequência se identificam entre às 07 e 19 UTC (04 e 16 hora local), ou seja, entre o final da madrugada e tarde.

Observa-se que entre os horários das 23 e 02 UTC (20 e 23 hora local), os quais apresentam uma maior frequência, os limiares de POSH e SHI de 90% e  $90 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$  mostram maior frequência que os de 60% e  $60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ . Isto pode ser um indicativo de que nesses horários, além de haver uma maior frequência de granizo, ocorrem tempestades com maior intensidade relacionadas a granizo severo.

Figura 12 - Ciclo diurno das tempestades severas identificadas para cada índice utilizado



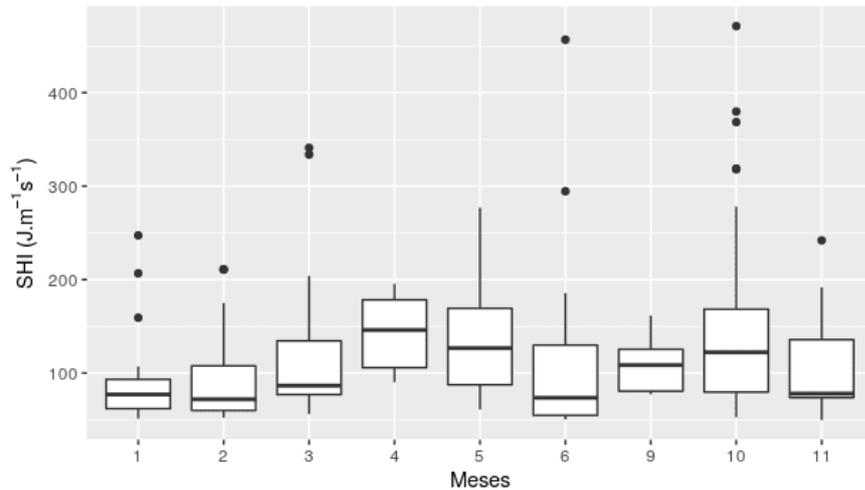
Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

#### 4.3 Relações com parâmetros do ambiente termodinâmico e topografia

Para uma análise dos ambientes de instabilidade e dinâmicos nas quais se formaram as tempestades identificadas pelo Fortracc, foram utilizados dados de reanálises para calcular os parâmetros CAPE, DLS e LLS (vide Seção 3.2.3). Nesta análise são consideradas primeiramente apenas as tempestades identificadas como severas pelo índice SHI (Figura 13 e Figura 14). Posteriormente são consideradas as tempestades severas e não-severas separadamente, com o intuito de distinguir os ambientes termodinâmicos de granizo severo e não severo (Figura 15). Aqui são mostrados apenas os resultados das tempestades com o índice de severidade SHI com limiar menos restritivo ( $SHI > 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ), uma vez que limiar mais restritivo e outros limiares de POSH não são significativamente diferentes e restringem o número de amostras.

A Figura 13 mostra a distribuição dos valores do índice SHI para cada mês (com exceção do mês de dezembro, o qual não apresenta dados) das tempestades rastreadas e identificadas como severas pelo índice SHI. É interessante notar na que, apesar dos meses de janeiro, fevereiro e junho terem apresentado um número elevado de tempestades severas em relação aos demais, a mediana do SHI (que indica a severidade das tempestades) destes meses ficou abaixo dos demais (com exceção de novembro). Em contrapartida, os meses de abril, maio e setembro, os quais apresentaram poucos casos de tempestades ao comparar com os demais meses (Figura 10), apresentaram medianas de SHI acima de  $100 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , indicando que as tempestades severas que ocorreram, apesar de serem poucas apresentam maior severidade comparando a outros meses. Quanto maior o SHI, mais severo o sistema, sendo que Witt et al., (1998) encontraram valores superiores a  $300 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$  para tempestades ocorridas na Califórnia. O mês de outubro mostra os maiores valores de SHI com o interquartil superior (75%) próximo de  $175 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , máximo estatístico de  $\sim 300 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , e *outliers* que ultrapassam  $450 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ .

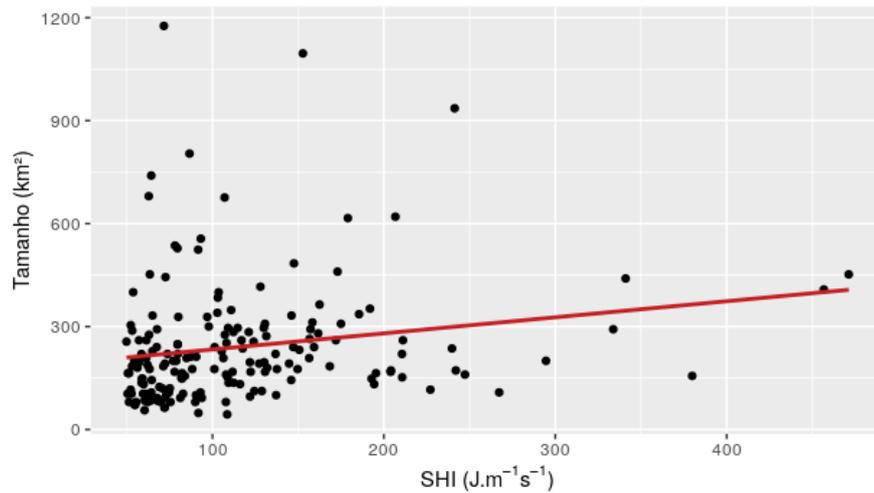
Figura 13 – Diagramas de caixa (*boxplots*) mensais do SHI para os casos de granizo severo ( $\text{SHI} > 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ).



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Na Figura 14 observa-se a relação entre o tamanho máximo do cluster de 35dBZ da tempestade e o SHI no “momento de queda do granizo”, i.e., quando  $\text{SHI} > 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ . O gráfico sugere que tempestades mais severas (com SHI mais elevado) são também mais extensas. Neste caso, os valores aqui considerados de SHI e da extensão do núcleo de tempestade são do momento de queda do granizo. Apesar de se observar uma crescente da área da tempestade em relação a sua severidade, observa-se que a sua área não é muito extensa ( $< 1200 \text{ km}^2$ ). Isto vai de acordo com os resultados de Sperling (2018), que ao analisar o ciclo de vida de tempestades do RS e SC, mostrou que estes núcleos são isolados, porém profundos, de extensão não muito grande. Já Bruick et al. (2019), mostra que em situações de maior probabilidade de granizo as tempestades tendem a se organizar de forma multicelular e de maneira organizada.

Figura 14 – Diagrama de dispersão do tamanho das tempestades de granizo severo em relação ao índice SHI, no momento da “queda do granizo”.



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

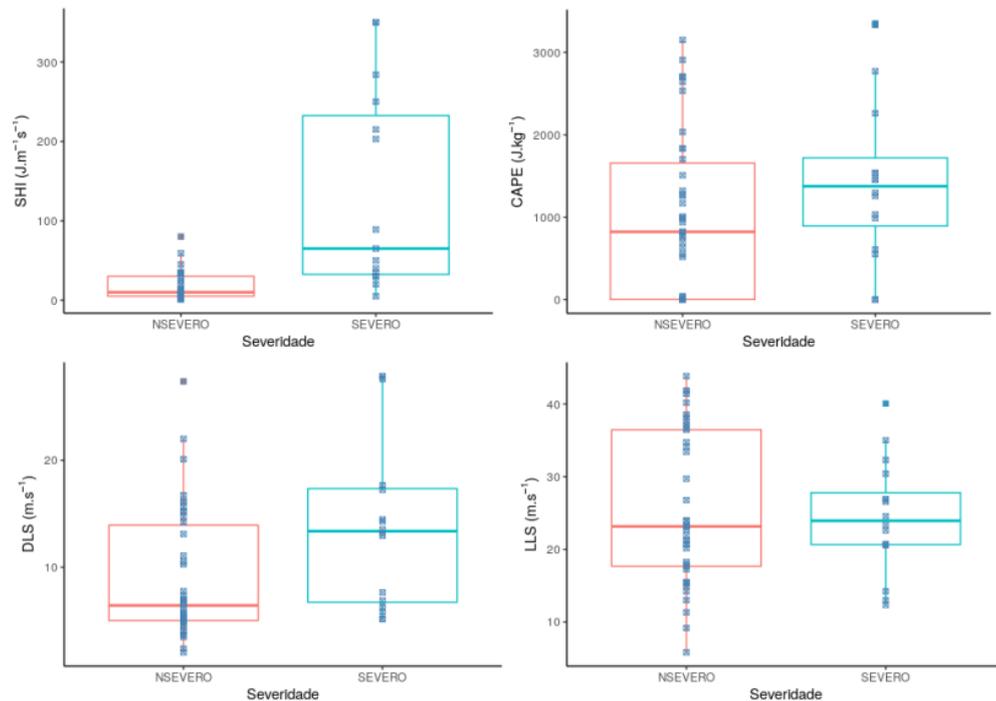
Seguindo a definição de tempestades severas determinada por Moller (2001), a qual sugere que tempestades capazes de gerar granizo com diâmetro superior a 2 cm são classificadas como severas, levantou-se todas as quedas de granizo severo ( $> 19$  mm) e não severo ( $\leq 19$  mm) através de redes de observadores amadores mídias, destes casos observados foram calculados os índices que podem indicar severidade em uma tempestade (Figura 15). Obviamente, há uma diferença notável nas distribuições e nas medianas entre os casos de severidade e não-severidade, pois este foi o parâmetro usado para a classificação de severidade. Nos casos não-severos, a mediana ficou próxima a  $20 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , ou seja, mesmo que não haja ocorrência de granizo severo o índice ainda indica potencial para queda de granizo de menor diâmetro. Sendo também um indicativo para ocorrência de granizo em geral. A mediana do SHI referente aos casos de granizo severo indica valores próximos a  $60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , valor muito próximo ao limiar utilizado aqui e na literatura para indicar a ocorrência do evento em questão. Isto indica uma razoabilidade no valor proposto e aplicado aqui. Ainda, muitos valores neste caso ultrapassaram o limiar de  $60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , indicados pelo interquartil superior com valores acima de  $200 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , e pelos *outliers* com valores até  $350 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ .

Na análise da instabilidade do ambiente, utilizando o índice CAPE, em ambos os casos os ambientes se mostraram bastante instáveis, reforçando a importância da instabilidade termodinâmica para formação de tempestades de granizo, sejam elas severas ou não. Porém, para os casos severos a mediana é próxima a  $1400 \text{ Jkg}^{-1}$ , já para os não severos é abaixo de  $1000 \text{ Jkg}^{-1}$ . Houve casos em que o CAPE esteve muito próximo ou igual a  $0 \text{ Jkg}^{-1}$ , podendo

estar associado ao fato de que não foram utilizadas aqui medições de radiossondagens, mas sim reanálises. Ou seja, há limitações tanto espacial quanto temporal ao utilizar reanálises, pois devido a resolução da grade dos dados de reanálise utilizados, é possível que não tenha sido possível extrair o dado no ponto exato da tempestade. Assim como o seu horário, já que foram extraídos apenas os horários sinóticos, de 6 em 6 horas e portanto foi analisado o dado do horário mais próximo ao registro de granizo.

Conforme concluído por Pucik et al. (2015), há uma maior probabilidade de ocorrência de granizo quando, além de haver um alto CAPE, há também alto cisalhamento do vento. Nota-se que a diferença das medianas entre os casos severo e não severo do DLS é maior do que a diferença observada no LLS. Resultado este semelhante ao apresentado por Pucik et al. (2015), em que mostra que nos casos de maior severidade há um aumento no cisalhamento, principalmente do DLS, já quando se refere ao LLS este aumento não é tão significativo. Em contrapartida, os valores de LLS são superiores ao de DLS, enquanto para os casos de cisalhamento de baixo nível a mediana é superior a  $20 \text{ ms}^{-1}$ , nos casos severos o cisalhamento de médios níveis a mediana é em torno de  $15 \text{ ms}^{-1}$ . Em relação a este último, como apresentado por Groenemeijer e van Delden (2007), há uma maior probabilidade de ocorrência de granizo com diâmetro entre 2 cm e 2,9 cm quando o DLS se apresenta em torno de 10 e  $20 \text{ m.s}^{-1}$ , somado ainda a uma alta instabilidade (CAPE). Conforme os valores de DLS aumentam, Groenemeijer e van Delden (2007) observaram que a probabilidade de granizo diminui.

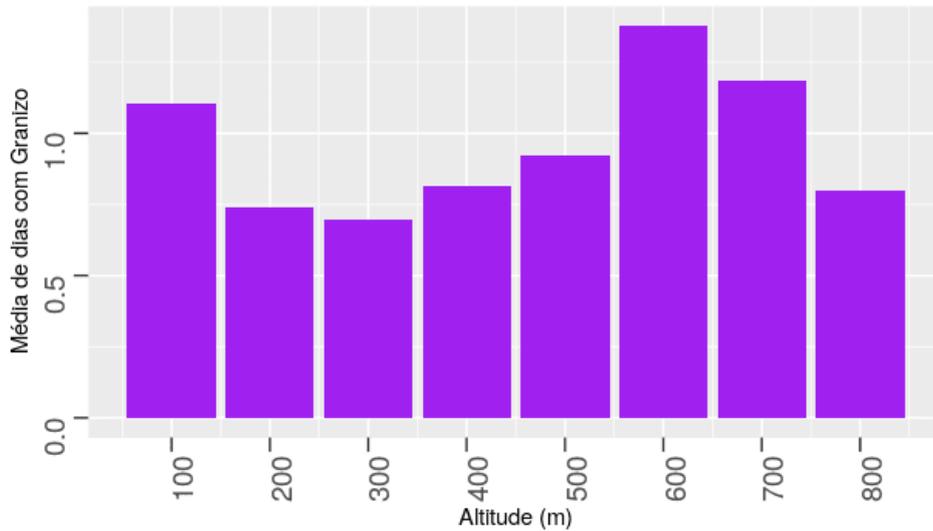
Figura 15 – Diagramas de caixa (*boxplots*) dos parâmetros SHI, CAPE, DLS e LLS para eventos severos ( $SHI > 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$  – vermelho) e não-severos ( $SHI \leq 60 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$  – azul)



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

A orografia das áreas cobertas pelo radar de Santiago varia com altitudes entre 100 e 800 metros, com maiores elevações nas regiões a nordeste do radar (como pode ser observado na Figura 6). Foram calculadas as médias de dias de granizo (identificados pelo índice SHI menos restritivo) para intervalos de altura de 100 m, a fim de compreender a sua influência sobre tempestades de granizo (Figura 16). Há um ligeiro aumento da dependência da topografia em relação aos dias com granizo, como observado na Figura 16, principalmente entre 200 e 600 metros de altitude. Lukach et al. (2017) também encontrou esta dependência de aumento da topografia com os dias de granizo, porém não tão significativa. Os autores reforçam também que devido ao pequeno intervalo de anos estudados (10 anos) não há resultados muito conclusivos, o que se aplica neste caso apresentado também (apenas 2 anos de dados estudados).

Figura 16 - Média de dias com granizo de cada altitude topográfica correspondente



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

#### 4.4 Características da atividade elétrica

As características da atividade elétrica no Rio Grande do Sul foram avaliadas através da sua distribuição de densidade espacial (Figura 17), temporal (Figura 18) e sazonal (Figura 19).

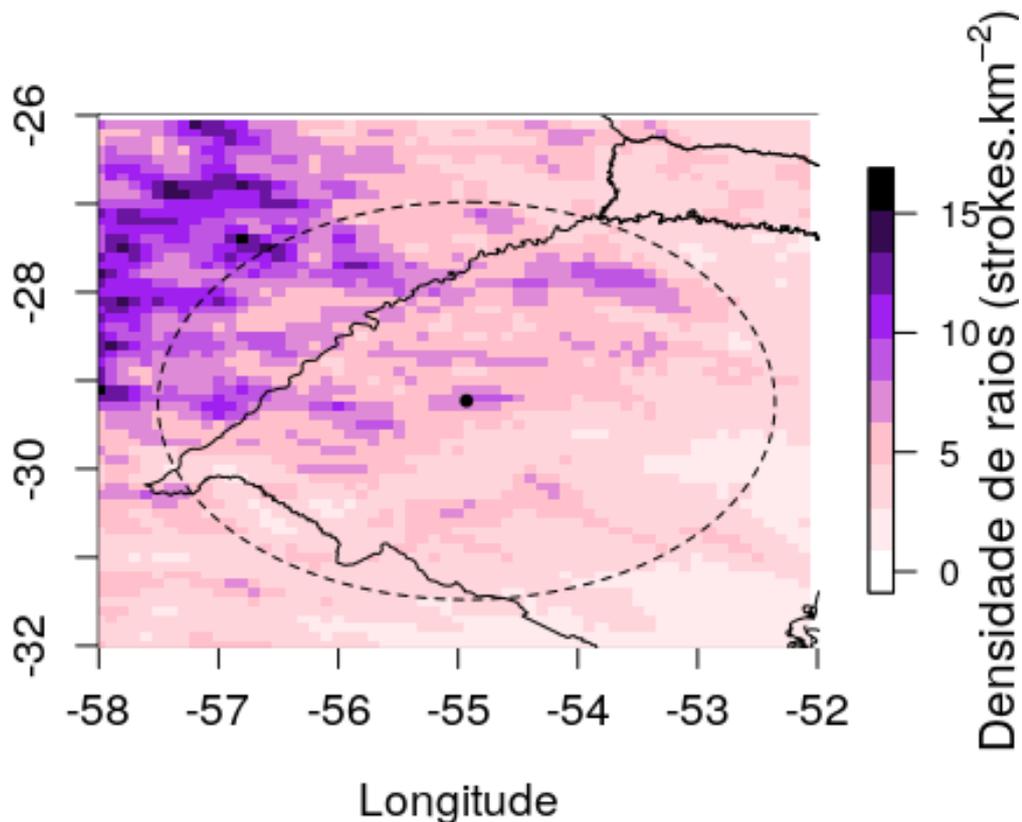
A Figura 17 mostra que no ano de 2018 as maiores densidades de raios ocorreram em áreas próximas da fronteira com a Argentina, próximas a 10 *strokes* por km<sup>2</sup>. Ao se afastar da fronteira, em direção ao centro do estado, a densidade diminui rapidamente. Resultado este coerente com o apresentado por Morales (2019), Albrecht et al. (2016) e Azambuja (2007), em que mostraram que a maior densidade no estado ocorre na região oeste (vide Seção 2.1.2 e Figura 4). Este padrão também foi observado por Ávila (2015), principalmente entre os meses de março e agosto, nos meses quentes (setembro a fevereiro) esta diferença não se mostra tão marcante.

Ao comparar com a Figura 9, que mostra espacialmente o número de dias de granizo identificados, é possível notar que as áreas de maior atividade elétrica identificadas são também regiões favoráveis para ocorrência de granizo. Principalmente as regiões próximas à Argentina, como o noroeste do estado, onde há um máximo de dias e de atividade elétrica também.

Alguns estudos foram desenvolvidos para compreender a relação da topografia com a densidade de descargas elétricas, como Bourscheidt et al. (2009) mencionado na Seção 2.1.2, em que mostrou uma maior relação da densidade de raios com a declividade do terreno do que

com a sua altitude. Já Wagner et al. (2006) encontraram uma forte influência na topografia nas regiões de gênese das tempestades durante o verão, indicam também que o escoamento associado a topografia pode favorecer na densidade elétrica de determinadas regiões. Já Ávila (2015) conclui que o papel da topografia na atividade elétrica tem maior peso durante o verão.

Figura 17 - Densidade de *strokes* por km<sup>2</sup> do ano de 2018 observados pela rede STARNET.



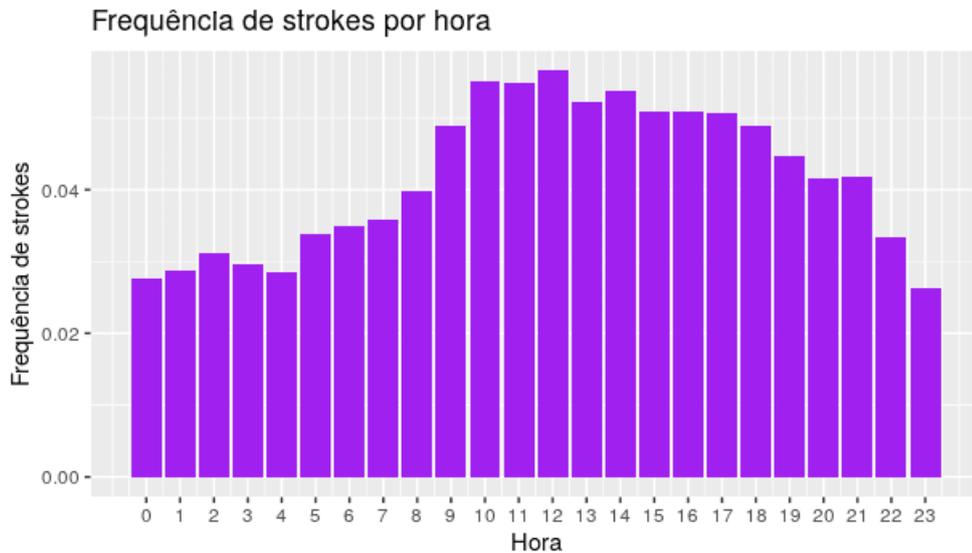
Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Do ciclo diurno anual (Figura 18) observa-se que há um aumento da frequência de *strokes* a partir do início da manhã, se estendendo até o período da tarde. Mas ainda assim não há um ciclo bem definido, pois a diferença da frequência entre os mínimos e máximos não é muito significativa. Este resultado, como mencionado na Seção 2.1.2 e ilustrado na Figura 5b, também é apresentado por Ávila (2015) e Morales (2019), onde os autores explicam que a atuação frequente do SCMs pode contribuir para o ciclo diurno pouco definido na região.

Além da atuação de SCMs e da passagem de frentes frias na região, o aquecimento radiativo diurno também contribui para a formação de temporais. Isto pode explicar uma maior

frequência dos raios durante o período da tarde (entre 15 e 21 UTC), quando ocorre maior aquecimento durante o dia.

Figura 18 - Ciclo diurno de *strokes* do ano de 2018 observados pela rede STARNET.



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

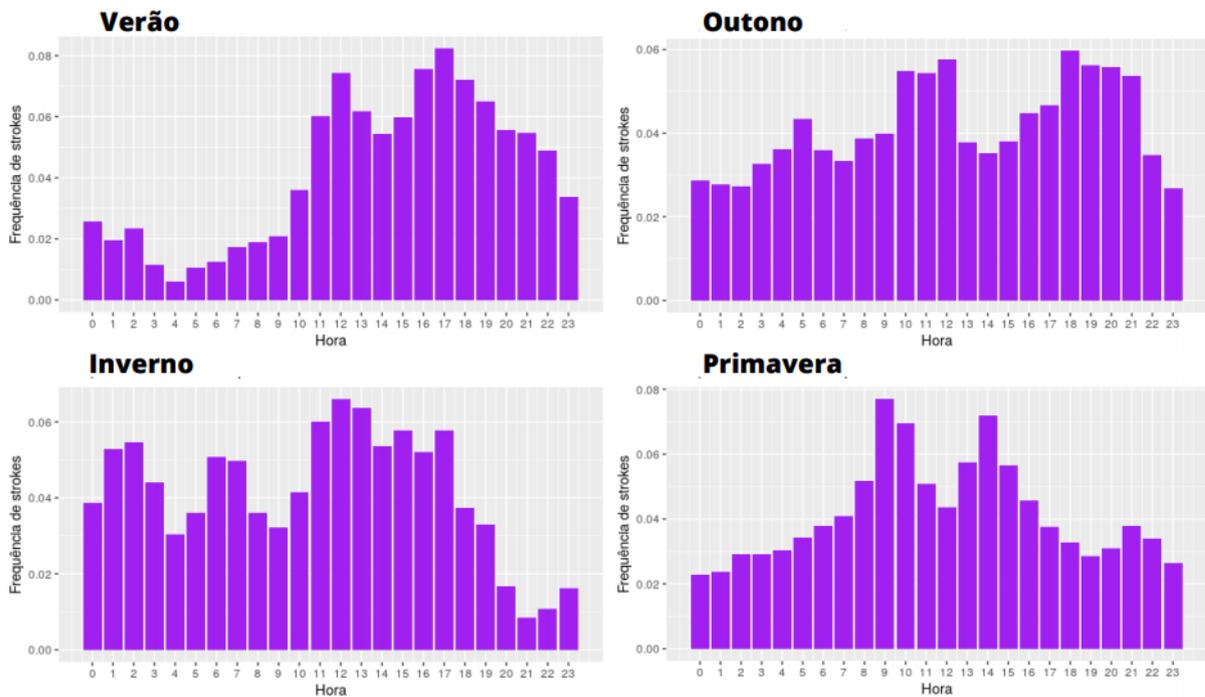
Porém, estes ciclos podem variar conforme a sazonalidade. Na Figura 19 são apresentados os ciclos diurnos de acordo com cada estação do ano. Nota-se que nos meses de verão a maior frequência de raios durante a tarde fica mais evidente, com um mínimo durante o período da madrugada. No outono esses picos durante manhã e tarde também estão presentes, mas com o mínimo entre a noite e madrugada menos evidenciado.

Com a entrada no outono e com o aumento da passagem de frentes frias, é possível que o ciclo diurno não fique tão bem marcado como o do verão. Assim, como também é observado no inverno, quando as frentes frias são mais frequentes. No inverno não foi identificado um ciclo bem definido, há apenas um mínimo entre o final da tarde e início da noite. Possivelmente, isto se dá pelo fato de que como nesta estação os sistemas mais atuantes são as frentes frias e estas não ocorrem em horários bem estabelecidos, o ciclo diurno também não mostra um padrão.

Na primavera, como no verão, observa-se um padrão mais bem estabelecido do ciclo diurno de raios. Com um aumento no decorrer da madrugada, atingindo o pico no início da manhã (09 UTC), se mantendo até o início da tarde (14 UTC). É nesta estação do ano que há o retorno da atuação dos SCMs, sistemas bem organizados e extensos que se formam ao final da

noite e se estendem até o final da manhã. Como estudado por Rasmussen et al. (2014) e Rasmussen e Houze (2016), estes sistemas se formam na Argentina, próximo aos Andes, e grande parte se desloca em direção ao sul do Brasil, atingindo a região aqui estudada. Portanto, este aumento da frequência de raios pode estar associado a maior atuação dos SCMs na região.

Figura 19 - Ciclo diurno de *strokes* para cada estação do ano de 2018 observados pela rede STARNET.

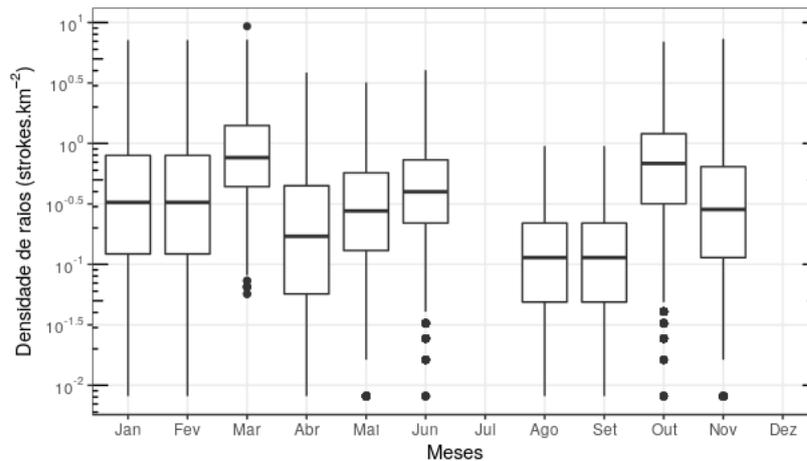


Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Como se pode observar na , destacando-se os meses de outubro e março, este último com *outlier* próximo a  $10 \text{ strokes km}^{-2}$ .

Figura 20, as densidades de raios das tempestades severas rastreadas não são elevadas. Nos meses de janeiro, fevereiro, março, junho e outubro, que correspondem aos meses com maior número de tempestades severas (como mencionado na Seção 4.2), são os que apresentam as maiores medianas da densidade de raios, acima de  $10^{-0.5} \text{ strokes km}^{-2}$ , destacando-se os meses de outubro e março, este último com *outlier* próximo a  $10 \text{ strokes km}^{-2}$ .

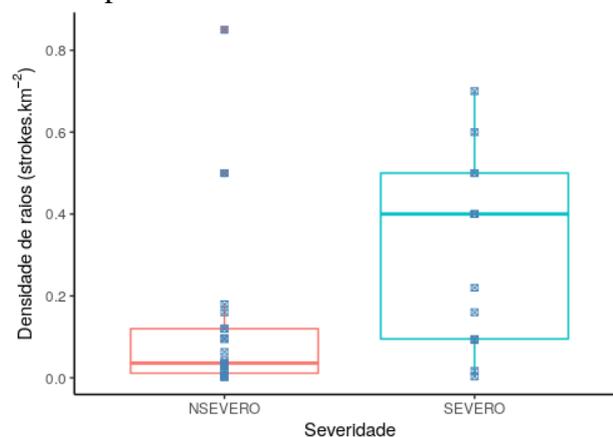
Figura 20: Diagrama de caixa (*boxplots*) da densidade de raios mensal (*strokes km<sup>-2</sup>*) das tempestades severas rastreadas



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Para discriminar a densidade de raios em função da severidade dos sistemas, apresenta-se na Figura 21 o diagrama de caixa para as tempestades com granizo severo e não severo observados, também analisadas na Figura 15. Observa-se que a densidade de raios apresentadas pelas tempestades severas se mostra superior das não severas. Sugerindo assim que tempestades que produzem granizo com diâmetro maior que 19 mm apresentam uma densidade de raios maior.

Figura 21: Diagrama de caixa (*boxplots*) da densidade de raios mensal (*strokes km<sup>-2</sup>*) das tempestades severa e não severas



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

## 5 Estudos de casos

Nesta seção são apresentados dois estudos de caso de granizo severo ocorridos no Rio Grande do Sul no ano de 2018, verificados por relatos em jornais locais. Foram analisados os ciclos de vida dos índices que indicam presença de granizo (VIL, VII, SHI e POSH), da atividade elétrica e as condições sinóticas dos horários que antecederam e sucederam estes eventos.

### 5.1 Evento de granizo severo ocorrido em 30 de outubro de 2018

Através de relatos de um jornal local, verificou-se que entre os dias 30 e 31 de outubro de 2018 houve o registro de granizo em diversas localidades do Rio Grande do Sul, em alguns casos com diâmetro acima de 2 cm (Figura 22), como foi o caso da cidade de Alegrete.

Figura 22 - Registro de granizo severo ocorrido na cidade de Alegrete em 30 de outubro de 2018.

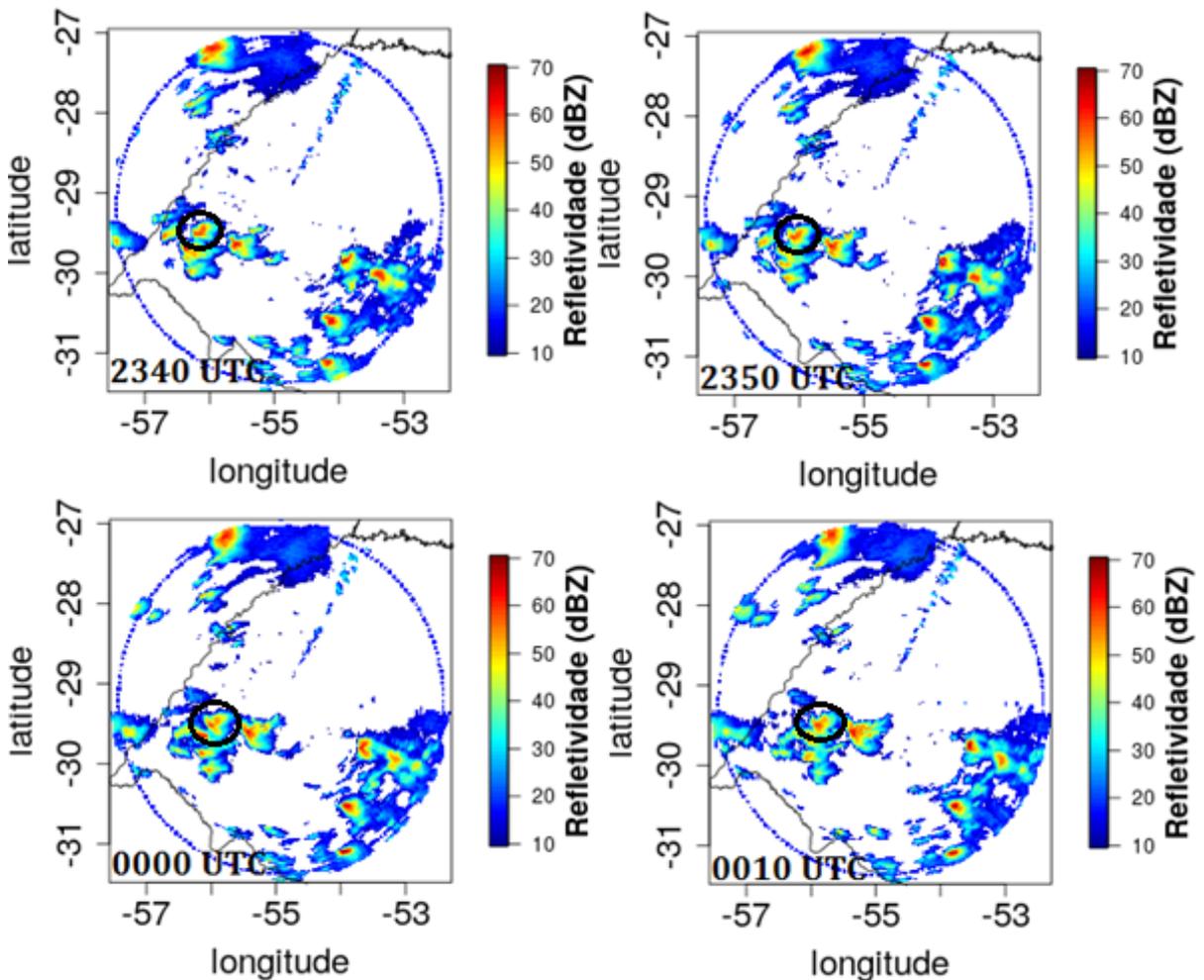


Fonte: Defesa Civil do Rio Grande do Sul.

Como base nos relatos das notícias de jornais, conclui-se que a precipitação iniciou às 22 UTC (19 horas local) do dia 30 e a queda de granizo ocorreu às 00 UTC (21 horas local) do dia 31. A Figura 23 mostra os campos de refletividade ao redor de Alegrete próximo do registro de granizo. Nestas figuras há claramente uma série de células convectivas com indícios de “eco em formato de arco” (*bow-echo*, em inglês), típicas de eventos severos e, também, encontradas por Sperling (2018) em seu estudo de tempestade de granizo no RS. Identifica-se a célula convectiva que atuava sobre a região de Alegrete (aproximadamente  $-29^{\circ}\text{S}$  e  $-56^{\circ}\text{W}$ ) em

horários anteriores ao registro do granizo (2340 e 2350 UTC), no horário do registro (0000 UTC) e horário posterior (0010 UTC). Ao sul deste sistema estavam presentes mais três células que em conjunto se organizam em forma de linha, e ao leste deste sistema atuava outra célula convectiva. O deslocamento do sistema coincide com o fluxo de calor e umidade em 850 hPa, de noroeste, a ser mostrado adiante. Observa-se que às 2340 e 2350 UTC a célula convectiva apresentava valores de refletividade elevadas, maiores que 60 dBZ. Às 0000 UTC, horário do registro, há decréscimo no valor da refletividade e o núcleo da célula sofre uma pequena separação, apresentando dois núcleos. Após o horário de registro, às 0010 UTC, os pequenos núcleos que antes sofreram separação voltam a se fundir e a refletividade sofre ligeiro aumento.

Figura 23 - Refletividade do CAPPI (dBZ) de 2km do radar de Santiago nos horários de proximidade do relato de granizo severo em 30 de outubro de 2018 na cidade de Alegrete/RS.

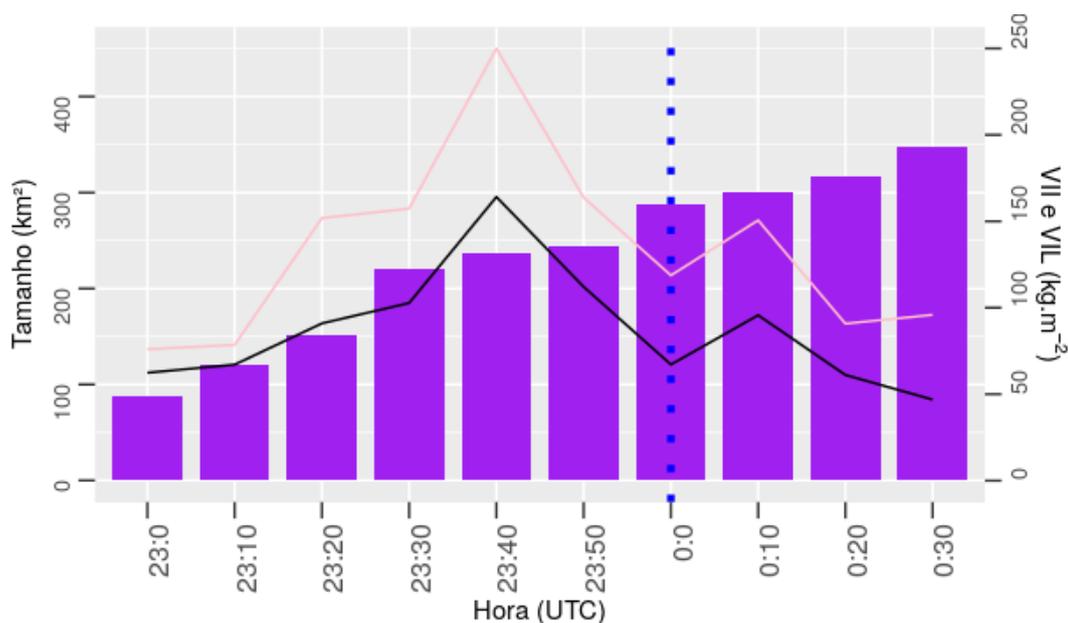


Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Seguindo a metodologia de Sperling (2018) e apresentada na Seção 3.2.2, para confirmar e estimar o horário da queda do granizo foi calculado o máximo de VIL e VII, para cada horário da tempestade que causou o fenômeno (Figura 24). A célula convectiva já apresentava valores elevados de VIL e VII desde o primeiro horário analisado, acima de  $50 \text{ kgm}^{-2}$ . O que já é um indicativo de presença de granizo severo, sendo que valores de VIL acima de  $40 \text{ kgm}^{-2}$  já indicam certa eficiência da nuvem em produzir granizo (AMBURN E WOLF, 1997; HOLLEMAN, 2001). Até às 2340 UTC, o conteúdo de água e gelo sofre uma crescente, neste horário atingem seu máximo e seguem nos próximos 20 minutos por um decréscimo. Identificou-se o horário da precipitação de granizo às 00 UTC (21 horas local) em que houve diminuição considerável de VIL e VII, ou seja, retirada de massa do sistema (SPERLING 2018). O horário de queda de granizo identificado através do ciclo de vida do VIL e VII é condizente com o relatado pelos meios de comunicação. Ainda que os valores de conteúdo de água e gelo tenham sofrido um decréscimo acentuado após a queda do granizo às 00 UTC, ainda há presença de massa de hidrometeoros considerável. Após às 00 UTC o sistema volta a ganhar massa, às 00:10 UTC, seguido de um decréscimo.

Outra variável analisada foi o tamanho da tempestade, a Figura 24 indica que ocorreu um crescimento contínuo. No período de 1h30 a variação do tamanho foi de aproximadamente  $100 \text{ km}^2$  para  $350 \text{ km}^2$ , ou seja, seu tamanho triplicou.

Figura 24 - Ciclo de vida do VII (linha preta), VIL (linha rosa) e tamanho da tempestade severa (barras) registrada em Alegrete/RS em 30 de outubro de 2018.



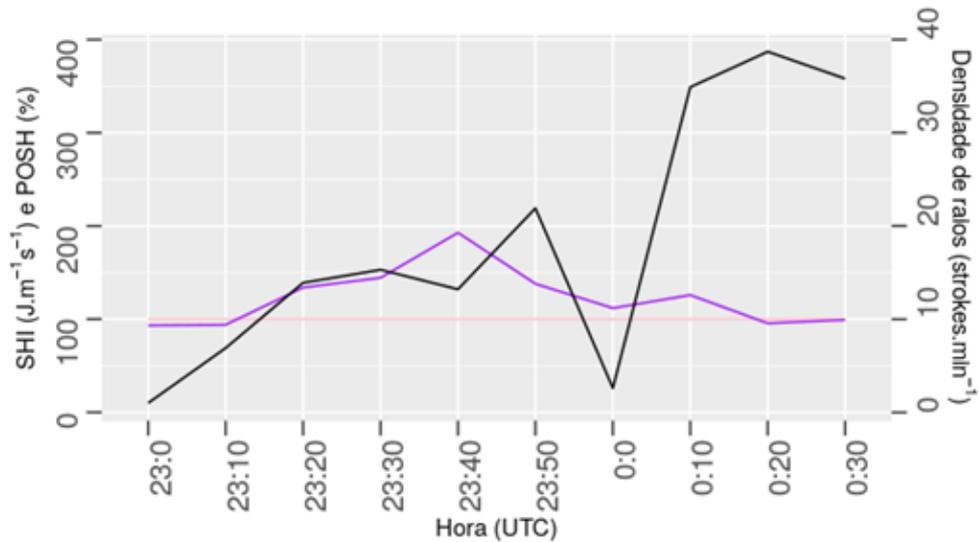
Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Como já discutido anteriormente, durante o período analisado a tempestade em questão se mostrou muito intensa, através das variáveis VII e VIL. Na Figura 25, os ciclos de vida do SHI e POSH confirmam o que já foi observado. O valor de POSH se mantém máximo durante todo período (i.e., 100%) e os valores de SHI estão sempre acima de  $100 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$  indicando a presença e provável queda de granizo severo. O valor constante de POSH igual a 100% pode indicar que este índice não seja tão eficiente para analisar o ciclo de vida de tempestades muito intensas. Pois como há um valor limitante (de até 100%), tempestades que apresentam uma severidade muito alta o seu valor de POSH se mantém máximo em um intervalo de tempo maior, como neste caso analisado.

A densidade de raios também é apresentada na Figura 25, em que mostra o início da atividade elétrica às 23 UTC, aumentando continuamente até às 2350 UTC, seguida de uma diminuição brusca. O aumento da densidade de raios entre 2340 UTC e 2350 UTC, seguido pelo decréscimo no horário de queda, sugere a ocorrência do *lightning jump*. Este fenômeno muitas vezes antecede um evento de tempo severo e pode ser eficiente para a sua previsão (ALBRECHT et al., 2012).

O ciclo de vida do conteúdo de água e de gelo pode indicar o comportamento da corrente ascendente na nuvem e está ligado à atividade elétrica. Como a produção de hidrometeoros e aumento de massa no sistema convectivo está relacionado às correntes ascendentes, o decréscimo do VIL e VII sugere enfraquecimento da corrente ascendente. A produção de hidrometeoros indica o fortalecimento das correntes ascendentes, necessárias para manter as partículas de maior massa de gelo e água no interior da nuvem e impedir que precipitem.

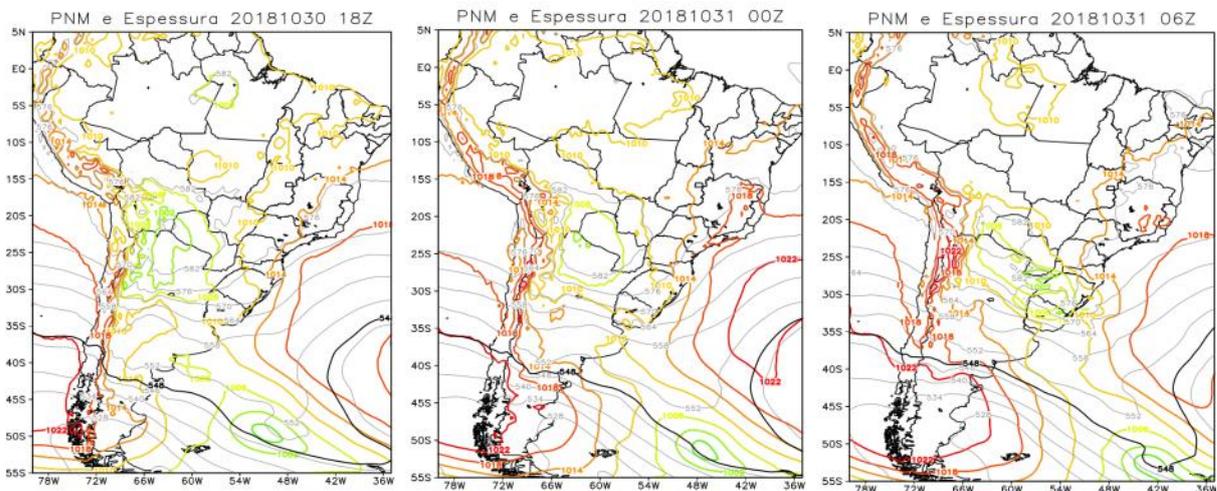
Figura 25 - Ciclo de vida do SHI (roxo), POSH (rosa) e da densidade de raios (preto) da tempestade severa registrada em Alegrete/RS em 30 de outubro de 2018.



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Na Figura 26, a presença de um cavado entre a fronteira do Uruguai e Argentina às 18UTC, associado também a presença de uma baixa pressão sobre o norte da Argentina. Este sistema contribui para o levantamento do ar em superfície, um fator dinâmico importante na formação de sistemas convectivos. Há um deslocamento sobre a fronteira com o RS às 00 UTC com o aprofundamento da baixa às 06 UTC do dia 31 sobre o estado, dando origem a uma frontogênese. Ou seja, ocorreu a intensificação e deslocamento do sistema nos horários de ocorrência dos eventos severos registrados, favorecendo um ambiente propício para o desenvolvimento de tempestades, assim como observado por Sperling (2018). Ainda em superfície, em horários anteriores ao evento, o escoamento de noroeste/norte, sugerem advecção de calor sobre a região, que se pode observar através do campo de temperatura (Figura 27), quando durante a tarde ocorreu um forte aquecimento sobre o sudoeste do estado. Posteriormente, há mudança da direção do vento em superfície, o escoamento passa a ser de oeste e, logo após, de sul, contribuindo para a advecção fria, com gradiente de temperatura entre os horários anteriores e posteriores ao evento de até  $10^{\circ}\text{C}$ .

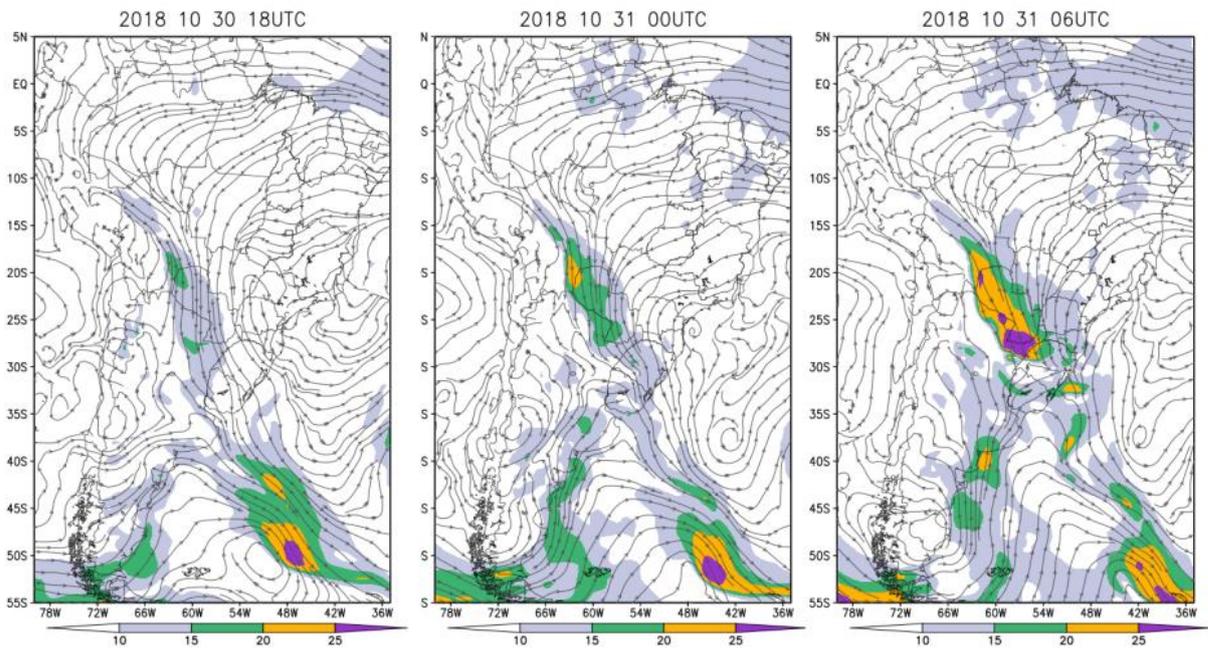
Figura 26 - Pressão a nível do mar e espessura, entre os dias 30 às 18 UTC e 31 de outubro de 2018 às 06 UTC.



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

O aquecimento diurno em superfície contribui também para a alta instabilidade observada na porção oeste do RS às 00 UTC, em determinadas localidades o CAPE superou  $3000 \text{ Jkg}^{-1}$ , sendo um dos indicadores para a formação de tempestades (NASCIMENTO, 2005). Esta condição de instabilidade foi favorecida pelo suporte de calor e umidade observado em 850 hPa (Figura 27), com escoamento de noroeste sobre a região e intensificado a partir da noite, possivelmente configurando o Jato de Baixos Níveis. Este escoamento torna-se zonal, de oeste, antes da ocorrência de tempo severo registrada, isto foi observado também por Sperling (2018) e Lopes (2020), que verificaram a mudança da componente anteriormente aos casos de granizo, chuva intensa, rajadas de vento e tornados analisados. O escoamento de origem amazônica sobre a região sul é responsável, também, pela advecção de umidade sobre a região (BERRI; INZUNZA, 1993), os valores de água precipitável (acima de 55 mm) podem ter influência do padrão observado em 850 hPa ao longo do dia.

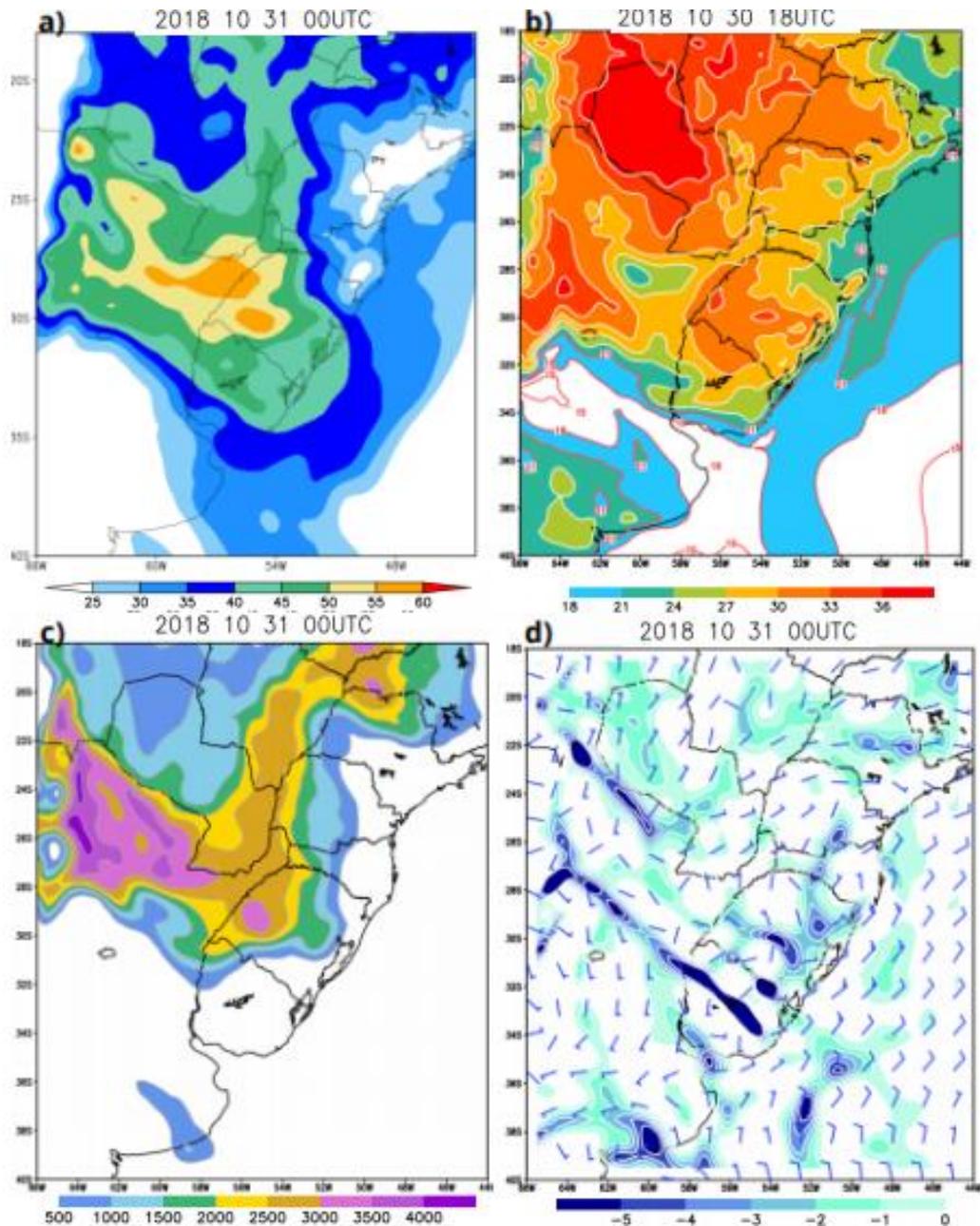
Figura 27 - Linhas de corrente e magnitude do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) em 850 hPa, entre os dias 30 às 18 UTC e 31 de outubro de 2018 às 06 UTC



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Em superfície são observados fatores importantes para o disparo da formação e desenvolvimento de tempestades (Figura 28). Como já mencionado, a presença de água precipitável com valores superiores a 55 mm na região de ocorrência do evento. Temperaturas elevadas, em alguns pontos acima de  $33^{\circ}\text{C}$ , o que favoreceu um CAPE acima de  $3000 \text{ Jkg}^{-1}$  também presença da convecção, que contribui para a ascensão da parcela e desenvolvimento vertical (MALKUS; WILLIAMS, 1963), coincidindo com as regiões que apresentaram instabilidade e suporte de umidade e calor.

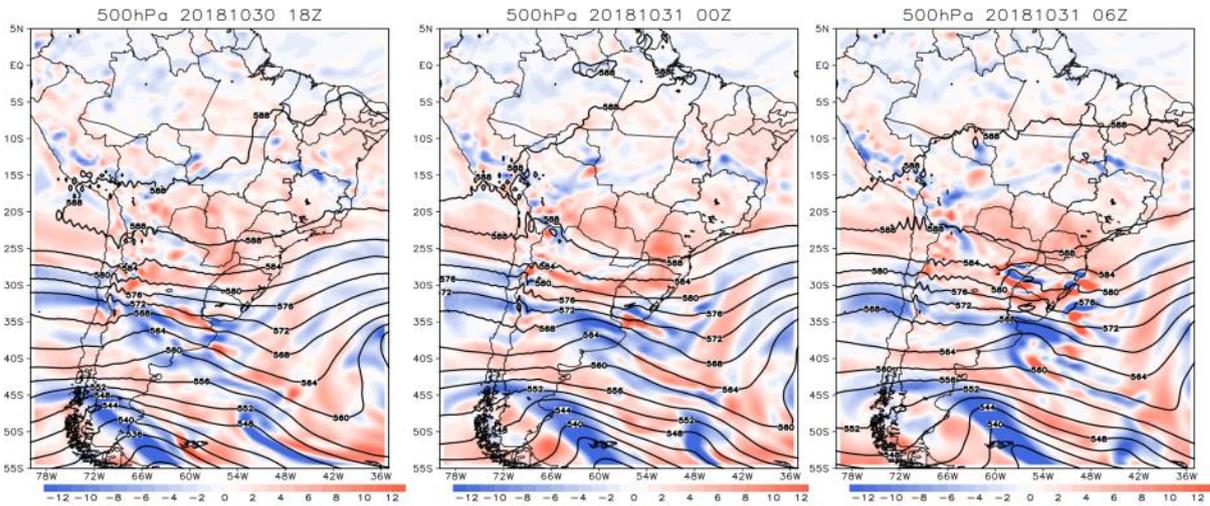
Figura 28 - a) Água precipitável (mm), b) temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) em superfície, c) energia convectiva disponível ( $\text{Jkg}^{-1}$ ), e d) convecção em superfície ( $\text{s}^{-1}$ ) nos dias e horários indicados, referentes à análise do evento de granizo severo dia 31 de outubro de 2018.



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Em níveis médios (Figura 29) foi identificado a presença de um cavado sobre a Argentina às 18 UTC do dia 30, este cavado avança sentido nordeste em direção ao oceano, com seu eixo passando sobre o estado do RS. Ao norte da região estudada, há a presença de uma circulação anticiclônica, em aproximadamente  $-25^{\circ}\text{S}$ . A presença deste cavado reforça a advecção de vorticidade ciclônica em 500 hPa, que é observada sobre a Argentina e Uruguai antes do evento ser registrado.

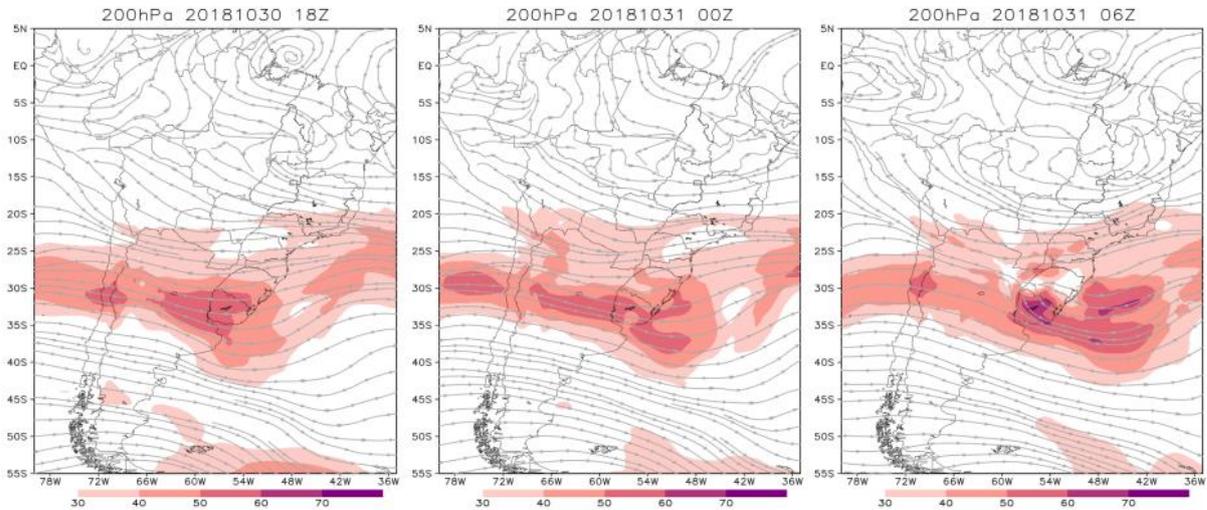
Figura 29 - Altura geopotencial (dam) em 500 hPa e vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) entre os dias 30 às 18 UTC e 31 de outubro de 2018 às 06 UTC



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

No nível de 200 hPa (Figura 30), verificou-se a presença do Jato Subtropical e Polar Norte ao sul da área estudada, a presença deste favorece movimentos ascendentes em superfície. A bifurcação destes jatos contribui para que haja divergência de massa em altos níveis, observada no horário do evento e sua intensificação nos horários posteriores. Esta intensificação da difluência também pode significar uma resposta da formação e desenvolvimento das tempestades na atmosfera.

Figura 30 - Linhas de corrente e magnitude do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) em 200 hPa, entre os dias 30 às 18 UTC e 31 de outubro de outubro de 2018 às 06 UTC.



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

## 5.2 Evento de granizo severo ocorrido em 12 de junho de 2018

No dia 12 de junho de 2018 foi registrado a queda de granizo na cidade de Porto Xavier, localizada no oeste do Rio Grande do Sul, fronteira com a Argentina. Os registros (Figura 31) mostram que se tratou de uma tempestade severa, com granizo de diâmetro superior a 2 cm. Pelo relato de moradores da cidade o horário da ocorrência foi em torno de 03h50 hora local (0650 UTC).

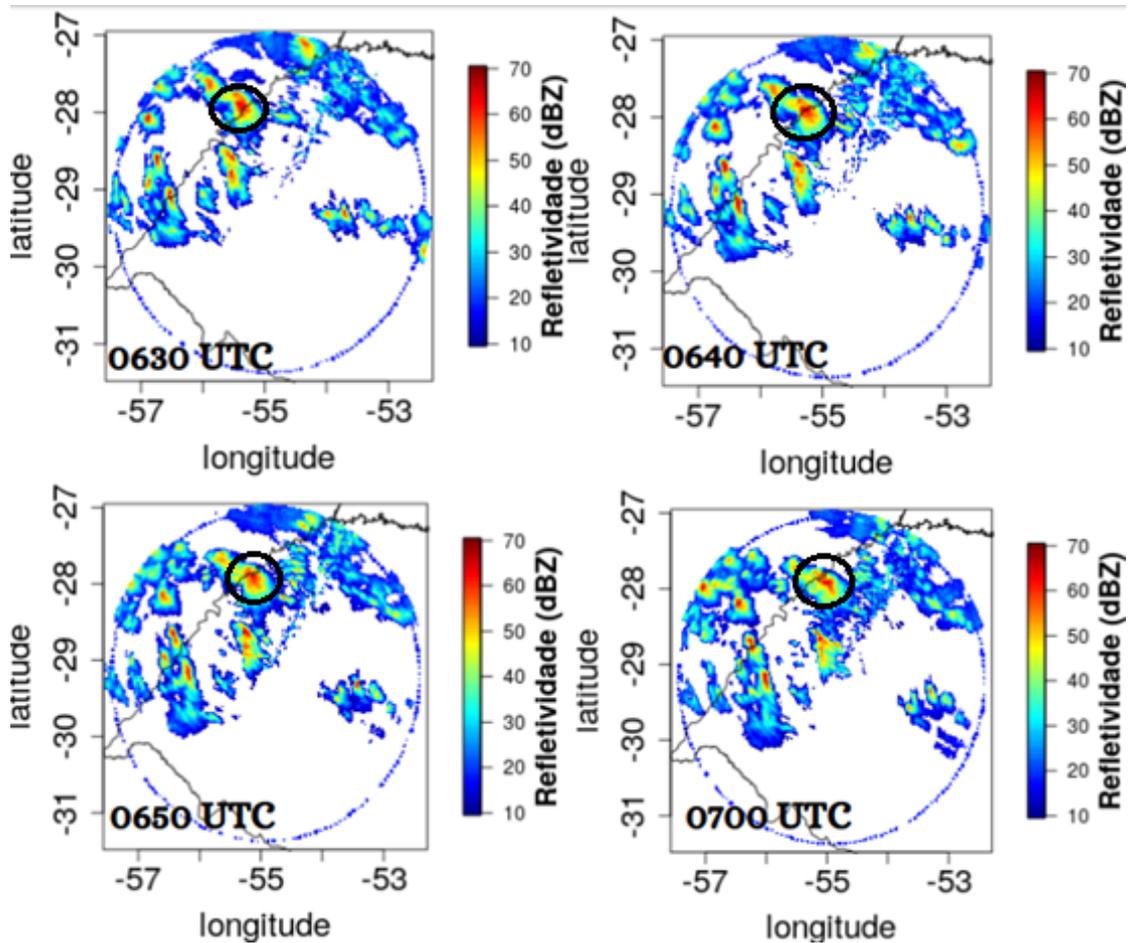
Figura 31 – Relato de granizo severo ocorrido em Porto Xavier em 12 de junho de 2018.



Fonte: Defesa Civil do Rio Grande do Sul

Na Figura 32 é apresentada uma sequência dos campos de da refletividade do radar de Santiago entre às 0630 e 0700 UTC. Observa-se valores elevados de refletividade, superior a 60 dBZ, desde a entrada da célula no município, após às 07 UTC há uma ligeira diminuição da refletividade. A perda de intensidade da célula no horário de 0700 UTC (menor que 45 dBZ) pode significar a perda de hidrometeoros no interior da nuvem. Porém, como no estudo de caso anterior (Seção 5.1), foram utilizados alguns índices calculados através da refletividade, que indicam o conteúdo de água e gelo, para avaliar o ciclo de vida da tempestade.

Figura 32 - Refletividade do CAPPI (dBZ) de 2km do radar de Santiago nos horários de proximidade do relato de granizo severo em 12 de junho de 2018 na cidade de Porto Xavier/RS.



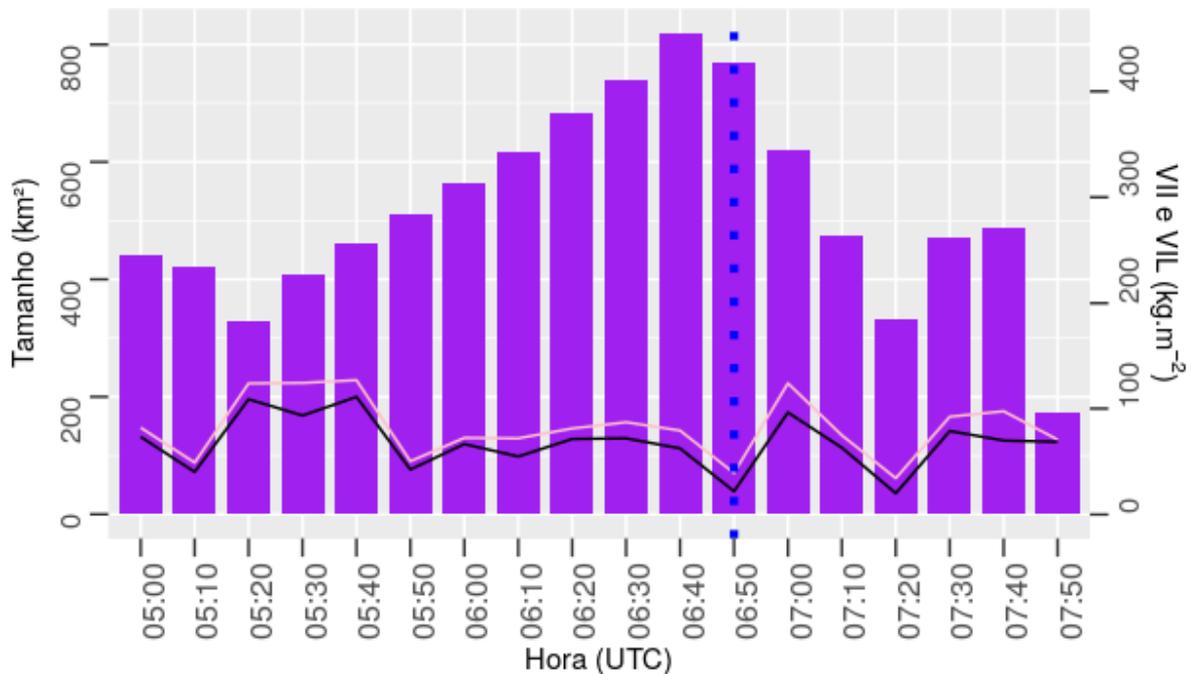
Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Na Figura 33 são apresentados o ciclo de vida do conteúdo de gelo (VII), de água (VIL) e o tamanho da célula (barras) rastreada e calculada pelo Fortracc. Observa-se que esta tempestade já estava ativa e com valores elevados de VIL e VII (acima de  $50 \text{ kgm}^{-2}$ ) desde às 05 UTC, também com um crescimento do seu tamanho entre às 0520 até às 0640 UTC. Após às 0640 UTC além da diminuição do seu tamanho ocorre uma queda nos valores de VIL e VII, coincidindo com o horário do relato do granizo e confirmando-o. Logo após, os valores de VIL e VII voltam a se elevar (com VIL acima de  $100 \text{ kgm}^{-2}$ ) com uma diminuição em seguida, o que demonstra possível queda de granizo. Isto converge com relatos na cidade de Santa Rosa, município à leste de Porto Xavier que também foi afetada pelo temporal.

Isto indica que se tratou de uma célula com ciclo de vida extenso e além de ter provocado granizo severo em Porto Xavier, também provocou em outras localidades, como mencionado anteriormente para cidade de Santa Rosa. Esta tempestade difere da discutida no item anterior,

no estudo de caso de Alegrete, pois se trata de um sistema de apenas uma célula, o outro caso se tratava de um sistema multicelular de *bow-echo*. Também há diferenças quanto ao ciclo de vida, que neste em questão é mais extenso e provocou granizo em outras localidades.

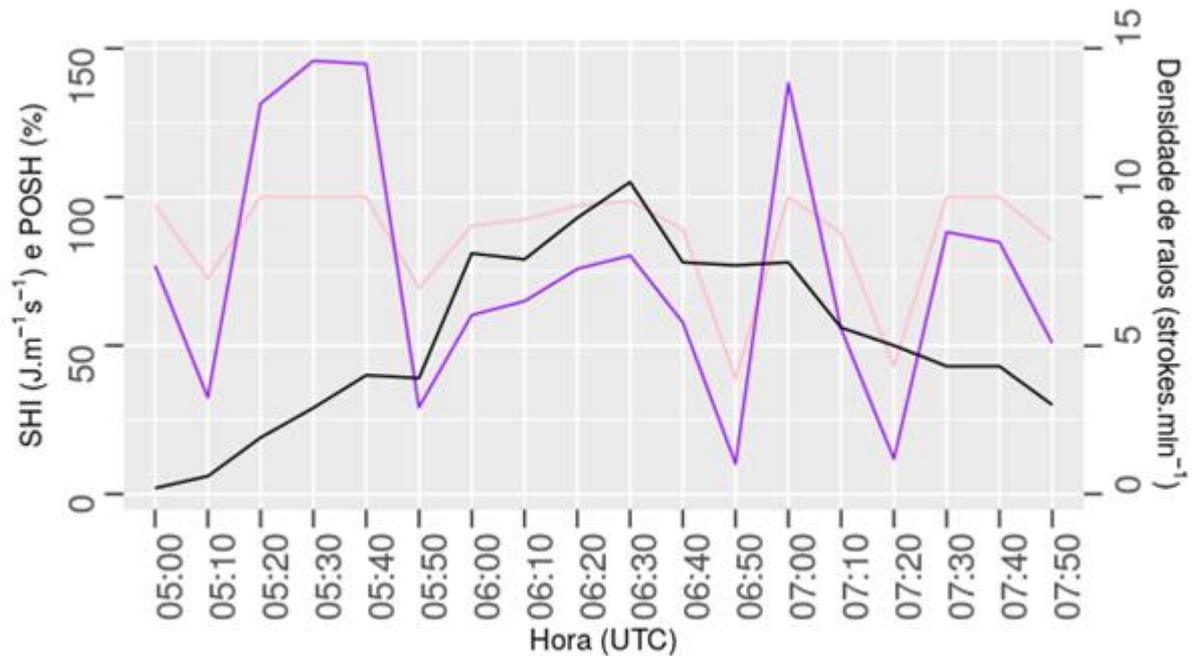
Figura 33 - Ciclo de vida do VII (linha preta), VIL (linha rosa) e tamanho da tempestade severa (barras) registrada em Porto Xavier/RS em 12 de junho de 2018.



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

O ciclo de vida dos índices SHI e POSH sugerem a presença de granizo severo desde às 05 UTC, horário em que se deu início a atividade elétrica (Figura 34). Assim como os conteúdos de água e gelo, os valores do SHI e POSH também sofreram quedas bruscas em pelo menos 4 horários, às 0510, 0550, 0650 e 0720 UTC, reforçando assim a hipótese de que esta tempestade ocasionou diversas quedas de granizo. Anteriormente ao registro de granizo em Porto Xavier, a densidade elétrica atingiu sua atividade máxima, às 0630 UTC com 10 *strokes* por minuto, seguido por uma desintensificação.

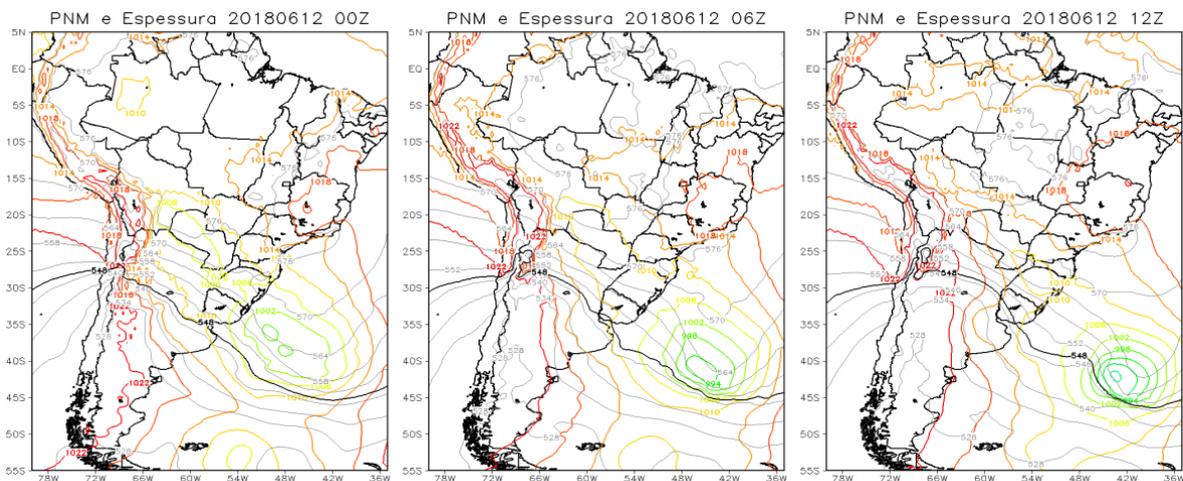
Figura 34 - Ciclo de vida do SHI (roxo), POSH (rosa) e da densidade de raios (preto) da tempestade severa registrada em Porto Xavier/RS em 12 de junho de 2018.



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Das condições sinóticas, observa-se na Figura 35 a formação e passagem de uma frente fria sobre o Uruguai e Rio Grande do Sul. Como já mencionado, a passagem de sistemas frontais são mecanismos que contribuem para a formação de tempestades de granizo, pois favorecem o levantamento em superfície (e.g., SPERLING 2018).

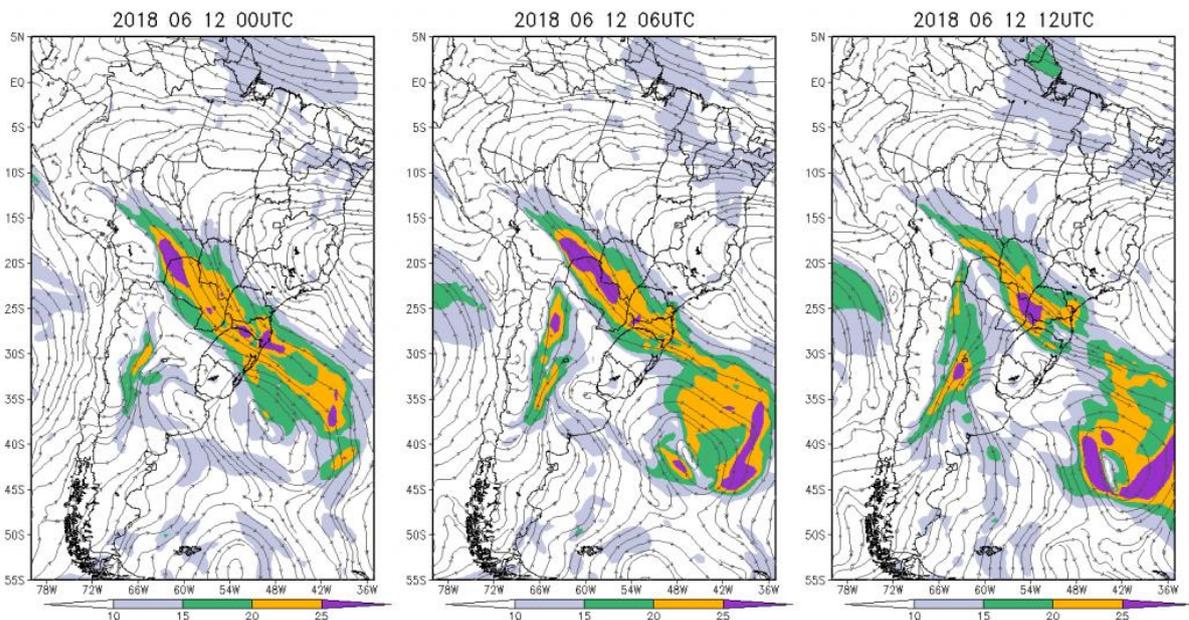
Figura 35 - Pressão a nível do mar e espessura do dia 12 de junho de 2018 às 00, 06 e 12 UTC



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Assim como no estudo de caso anterior, em 850 hPa havia um escoamento intenso de noroeste sobre a região Sul do Brasil (Figura 36), com a magnitude do vento superior a  $20 \text{ ms}^{-1}$ , este escoamento contribui para o transporte de calor e umidade. Às 12 UTC já é observado o escoamento de sudoeste sobre o Rio Grande do Sul, contribuindo para a advecção fria e inibindo a formação de tempestade.

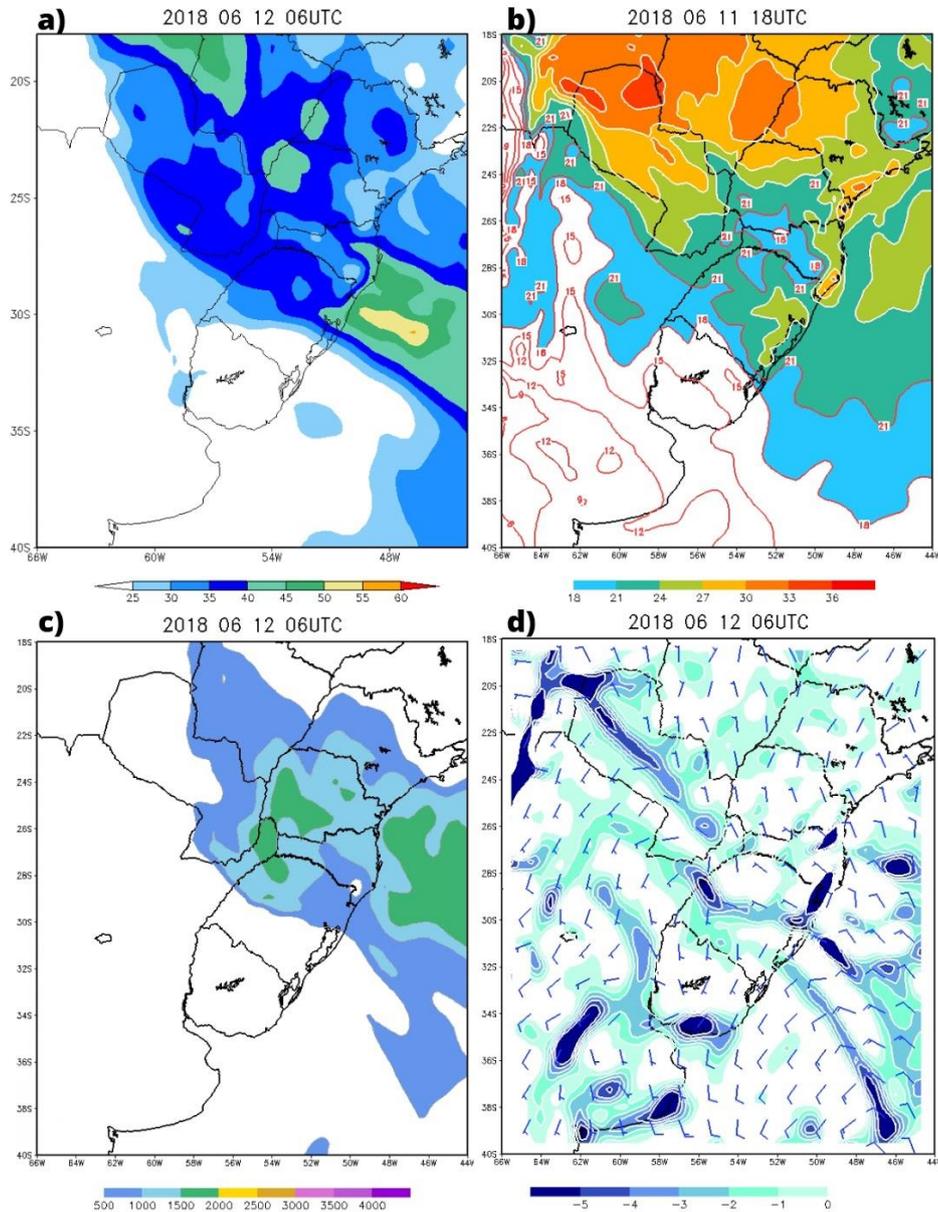
Figura 36 - Linhas de corrente e magnitude do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) em 850 hPa do dia 12 de junho de 2018 às 00, 06 e 12 UTC



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Água precipitável elevada (maior que 35 mm) estava presente sobre a região próximo ao horário de ocorrência, como observado na Figura 37a, além disto a presença de instabilidade termodinâmica (Figura 37c) e de convecção em superfície (Figura 37d) contribuíram para o ambiente propício para a formação das tempestades. Durante a tarde do dia anterior as temperaturas não foram muito elevadas (Figura 37b), porém nas regiões no norte do Paraguai, as temperaturas foram elevadas, acima de  $35^{\circ}\text{C}$ , indicando advecção quente sobre a região noroeste do Rio Grande do Sul.

Figura 37 - a) Água precipitável (mm), b) temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) em superfície, c) energia convectiva disponível ( $\text{Jkg}^{-1}$ ), d) convecção em superfície ( $\text{s}^{-1}$ ) nos dias e horários indicados, referentes à análise do evento de granizo severo dia 12 de junho de 2018.

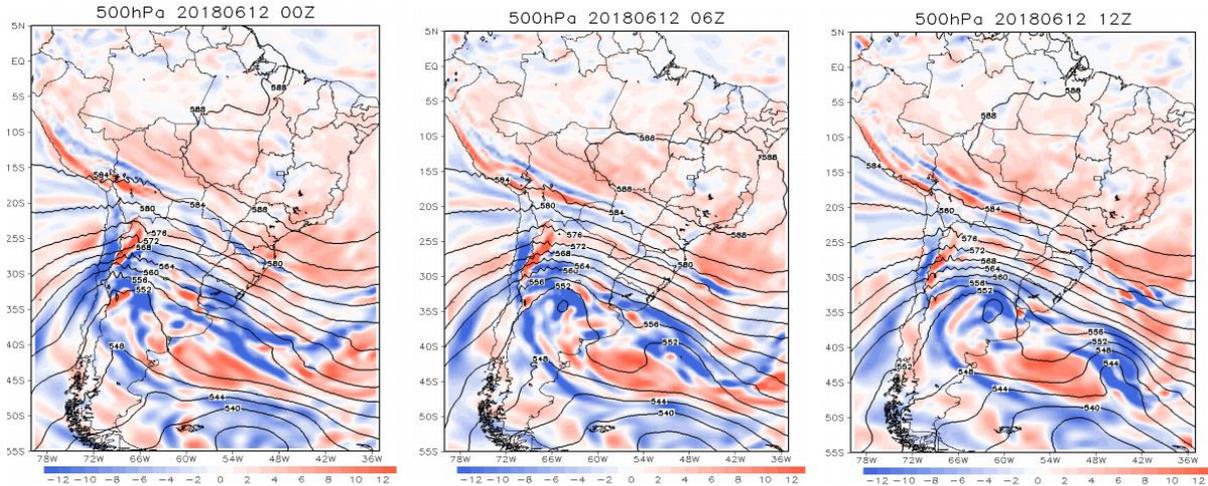


Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Em níveis (Figura 38), verifica-se a presença de um cavado a leste da Cordilheira dos Andes. Este sistema contribui para a presença de advecção de vorticidade negativa, também com um escoamento mais intenso que por sua vez intensifica o cisalhamento. Também é observado um pequeno deslocamento para leste entre os períodos anteriores e posteriores ao evento, com a formação de um centro de baixa pressão a sudoeste de sua ocorrência. Apesar deste cavado se localizar mais distante da área do evento, a presença de um cavado em médios

níveis nestas mesmas condições também foi observado por Lopes (2020) em eventos extremos, principalmente quando tratados os casos de tornado.

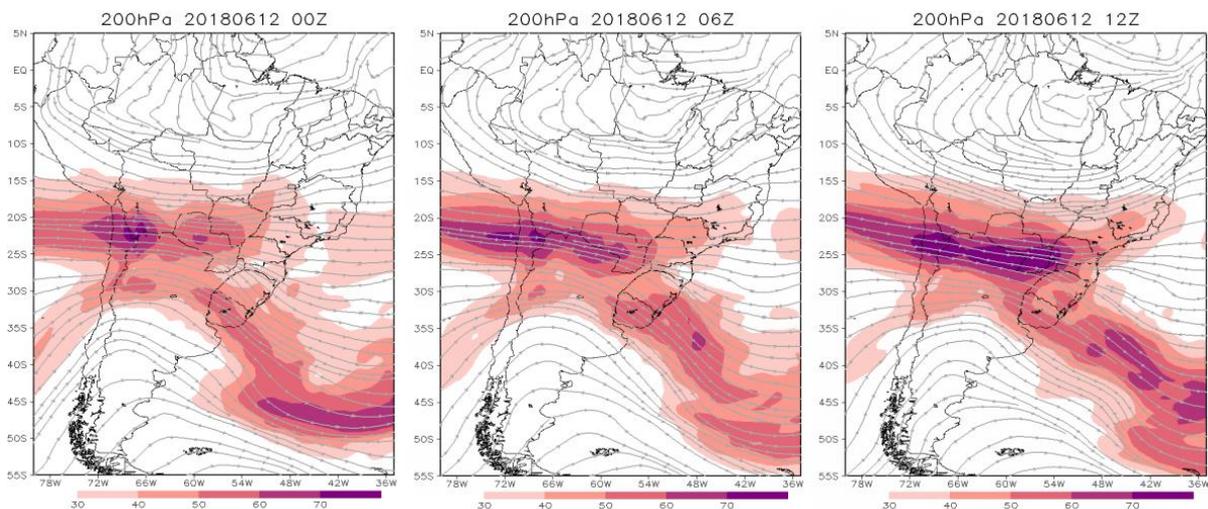
Figura 38 - Altura geopotencial (dam) em 500 hPa e vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) do dia 12 de junho de 2018 às 00, 06 e 12 UTC



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021

Em altos níveis (Figura 39) é observada a presença do jato subtropical acoplado ao jato polar sobre a Argentina, a separação dos jatos contribui na difluência sobre o sul do Brasil, principalmente no horário das 00 UTC (anterior ao evento). Nos horários seguintes a difluência sobre a região diminui e também ocorre a intensificação do jato, com escoamento superior a  $70 \text{ ms}^{-1}$  no horário das 12 UTC.

Figura 39 - Linhas de corrente e magnitude do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) em 200 hPa, do dia 12 de junho de 2018 às 00, 06 e 12 UTC



Fonte: Rosamaria Hahn, 2021



## 6 Conclusão

Este trabalho teve como objetivo compreender as características físicas da precipitação e da atividade elétrica das tempestades e sua distribuição espacial e temporal, produzindo uma distribuição espacial do potencial de ocorrência de granizo no Rio Grande do Sul, no período dos anos 2017 e 2018. Para a identificação destes sistemas foram utilizados dois métodos, o rastreamento pelo Fortracc e os índices de granizo severo, SHI e POSH. Ao identificá-las foi possível realizar a caracterização horária, mensal e sazonal, além da espacial.

Os limiares utilizados para a identificação de granizo severo foram de 60 e 90  $\text{Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , para o índice SHI, e de 60 e 90%, para o POSH. Especificamente para o SHI superior a 60  $\text{Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , quando analisados os casos registrados de granizo severo, observou-se que em média as tempestades apresentaram um SHI próximo a este valor. Isto indica que este limiar pode ser um bom indicador da presença e possível queda de granizo severo.

Através dos índices de granizo severo também foi observado que:

1. nas regiões de fronteira do Rio Grande do Sul há uma maior probabilidade para a ocorrência de granizo severo;
2. há uma maior frequência do evento entre a primavera e verão, destacando-se o mês de outubro;
3. os horários de maior frequência são entre às 23 UTC e 02 UTC, e de menor frequência entre final da madrugada e tarde.

Ao correlacionar esses resultados com os dados de descargas elétricas analisados, verificou-se coerência com as regiões de maior densidade de raios com as de maior frequência de granizo severo, que foram identificadas como as regiões próximas às fronteiras. Ao comparar com o ciclo diurno, não foi possível verificar relação, pois o ciclo diurno de raios não é tão bem definido, como discutido na Seção 4.4. As tempestades de maior extensão tendem a apresentar uma maior densidade de raios, assim como tempestades severas apresentaram densidades mais altas.

Com os dados do rastreamento das tempestades, foi possível verificar a trajetória dos sistemas de acordo com a sazonalidade. Observou-se, portanto, que na estação do verão as trajetórias são curtas e não são bem definidas, podendo indicar um curto ciclo de vida dos sistemas nesta época do ano. Além disto, com o rastreamento foi possível analisar o tamanho dos sistemas, sendo possível observar a correlação do tamanho dos sistemas com a sua severidade (indicada através do SHI), o que mostrou que para tempestades mais severas a sua área tende a ser maior.

Discutiu-se brevemente a influência da topografia na ocorrência de granizo severo. Foi possível verificar um pequeno aumento na frequência de queda de granizo com o aumento da altitude, porém este resultado não se mostra muito significativo principalmente pelo curto período estudado.

Analisando os parâmetros dinâmicos e termodinâmicos, observou-se que para casos de granizo severo o CAPE e o DLS se mostram superiores em relação aos casos de não-severidade. Indicando ser fatores importantes para severidade e, desta forma, bons indicadores na previsão para a formação de tempo severo. O parâmetro LLS se mostrou alto, porém sem diferenças significativas entre casos de severidade e ausência desta.

Dos estudos de caso analisados foi possível identificar através dos índices VIL, VII e SHI os horários de possível ocorrência da queda do granizo, sugerindo que possam ser ferramentas para diagnóstico de outros possíveis casos de granizo. Referente ao índice POSH, como há um limiar limite (de 100%), não se mostrou um bom indicativo para o horário de queda, visto que em um dos casos se manteve igual a 100% durante o período observado. Porém, o POSH pode ser um indicativo de severidade da tempestade, sendo necessário analisar com maior detalhamento o seu limiar para considerar a presença e risco de queda de granizo.

Nos ambientes sinóticos analisados foi observado em ambos os casos a presença de sistemas frontais, fluxo intenso de noroeste em 850 hPa, cavado em 500 hPa e do jato em altos níveis com difluência principalmente nos horários posteriores à ocorrência.

Para trabalhos futuros são apresentadas as sugestões:

1. Realizar a correção da refletividade do radar, refinando seus dados, o que traz maior confiabilidade;
2. Investigar mais a fundo os índices de granizo severo, como as constantes utilizadas nos cálculos destes e com mais relatos de granizo severo, a fim de buscar a validação dos limiares atualizados para a região em questão;
3. Expandir a série temporal de dados para maior quantidade de anos.

## Referências<sup>1</sup>

ALBRECHT, R. I. et al. Where are the lightning hotspots on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 11, p. 2051–2068, 2016.

AMBURN, S. A.; WOLF, P. L. VIL density as a hail indicator. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 473–501, 1997.

ÁVILA, E.; BÜRGESSE, R.; CASTELLANO, N.; NICORA, G. Diurnal patterns in lightning activity over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, p. 3103–3113, 2015.

AZAMBUJA, R. R. Estudo da Atividade de Relâmpagos na Região Sul do Brasil a Partir de Dados de Sistema de Detecção. p. 138, 2017.

BANG, S. D.; CECIL, D. J. Constructing a multifrequency passive microwave hail retrieval and climatology in the GPM domain. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 58, n. 9, p. 1889–1904, 2019.

BEAL, A. et al. Climatology of hail in the triple border Paraná, Santa Catarina (Brazil) and Argentina. **Atmospheric Research**, v. 234, p. 104747, 2020.

BERGERON, T. On the physics of clouds and precipitation. In: Proc. 5th Assembly UGGI, **Anais...**1935.

BERLATO, M. A.; MELO, R. W.; FONTANA, D. C. Risco de ocorrência de granizo no estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 8, n. 1, p. 121–132, 2000.

BERRI, G. J.; INZUNZA, J. B. The effect of the low-level jet on the poleward water vapour transport in the central region of South America. **Atmospheric Environment Part A, General Topics**, v. 27, n. 3, p. 335–341, 1993.

BOURSCHEIDT, V. et al. The influence of topography on the cloud-to-ground lightning density in South Brazil. **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2–4, p. 508–513, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.06.010>>.

BROOKS, H. E. et al. A Century of Progress in Severe Convective Storm Research and

---

<sup>1</sup> De acordo com a Associação Brasileira de Normas Técnicas. NBR 6023.

Forecasting. **Meteorological Monographs**, v. 59, n. May, p. 18.1-18.41, 2019.

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

BROWNING, KEITH A.; FOOTE, G. B. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 102, p. 499–533, 1976.

BRUICK, Z. S.; RASMUSSEN, K. L.; CECIL, D. J. Subtropical south American hailstorm characteristics and environments. **Monthly Weather Review**, v. 147, n. 12, p. 4289–4304, 2019.

BUNKERS, M. J.; SMITH, P. L. Comments on “An Objective High-Resolution Hail Climatology of the Contiguous United States”. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 3, p. 915–917, 2013.

CAREY, LAWRENCE D.; RUTLEDGE, S. A. The relationship between precipitation and lightning in tropical island convection: A C-band polarimetric radar study. **Monthly weather review**, v. 128, p. 2687–2710, 2000.

CECIL, D. J.; BLANKENSHIP, C. B. Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. **Journal of Climate**, v. 25, n. 2, p. 687–703, 2012.

CERA, J. C. et al. Dano por Granizo na Cultura da Soja em Condições de Lavoura: Um Estudo de Caso On-Farm Hail Damage In Soybean: A Case Study. p. 211–217, 2016.

CINTINEO, J. L. et al. An objective high-resolution hail climatology of the contiguous United States. **Weather and Forecasting**, v. 27, n. 5, p. 1235–1248, 2012.

DE LIMA NASCIMENTO, E.; DOSWELL, C. A. The need for an improved documentation of severe thunderstorms and tornadoes in South America. **86th AMS Annual Meeting**, n. January, 2006.

FINDEISEN, W. Kolloid-meteorologische Vorgänge bei Neiderschlags-bildung. **Meteor. Z.**, v. 55, p. 121–133, 1938.

GREENE, D. R.; CLARK, R. A. Vertically Integrated Liquid Water—A New Analysis Tool. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 7, p. 548–552, 1972.

GROENEMEIJER, P. H.; VAN DELDEN, A. Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. **Atmospheric Research**, v. 83, n. 2- 4 SPEC. ISS., p. 473–487, 2007.

GUIA, C. **Análises das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul e Vizinhanças**. 2010. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2010.

HOLLEMAN, I. et al. HOLLEMAN, I. et al. Development of a hail-detection-product: S10: Deep convection. In: **Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**. [s.l: s.n.]p. 1293–1297.

KNIGHT, C. A.; KNIGHT, N. C. Hailstorms. In: DOSWELL, C. A. (Ed.). **Severe Convective Storms**. Boston, MA: American Meteorological Society, 2001. p. 223–254.

KOROLEV, A. Limitations of the Wegener-Bergeron-Findeisen mechanism in the evolution of mixed-phase clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 9, p. 3372–3375, 2007.

KOROLEV, A. V.; ISAAC, G. A. Drop growth due to high supersaturation caused by isobaric mixing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 10, p. 1675–1685, 2000.

KUNZ, M.; KUGEL, P. I. S. Detection of hail signatures from single-polarization C-band radar reflectivity. **Atmospheric Research**, v. 153, p. 565–577, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.09.010>>.

LOPES, C. da C. Microfísica, cinemática e eletrificação em tempestades tropicais que geram granizo durante o Projeto SOS-CHUVA. p. 105, 2019.

LOPES, M. **DISCRIMINANDO CONDIÇÕES FAVORÁVEIS A DIFERENTES MODOS DE TEMPO SEVERO NO LESTE DA BACIA DO PRATA: CHUVAS INTENSAS, VENDAVAIS E TORNADOS**. 2020. Universidade Federal de Santa Maria, 2020.

LUKACH, M. et al. Estimating the occurrence and severity of hail based on 10 years of observations from weather radar in Belgium. **Meteorological Applications**, v. 24, n. 2, p. 250–259, abr. 2017. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/met.1623>>.

MALKUS, JOANNE S.; WILLIAMS, R. T. On the interaction between severe storms and large cumulus clouds. In: **Severe Local Storms**. [s.l: s.n.]p. 59–64.

MANTON, M. J. The physics of clouds in the atmosphere. **Reports on Progress in Physics**,

v. 46, p. 1393, 1983.

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

MARRA, A. C. et al. MARRA, A. C. et al. Observational analysis of an exceptionally intense hailstorm over the Mediterranean area: Role of the GPM Core Observatory. **Atmospheric research**, v. 192, p. 72–90, 2017.

MARTINS, J. A. et al. Climatology of destructive hailstorms in Brazil. **Atmospheric Research**, v. 184, n. October, p. 126–138, 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.10.012>>.

MENDES, D.; MENDES, M. D. Climatology of cyclones, anticyclones and storm tracks: Revision of concepts. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 2, p. 127–134, 2004.

MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. In: **Severe convective storms**. [s.l.: s.n.]p. 433–480.

MORALES, C. A., NEVES, J. R., MOIMAZ, E. A., CAMARA, K. S. Sferics timing and ranging NETWORK-STARNET: 8 years of measurements in South of America. In: XV Int. Conf. on Atmospheric Electricity, **Anais...2014**.

MORALES RODRIGUEZ, C. A. Thunderstorm efficiency regimes in South America as observed by STARNET and TRMM. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, p. 11428–11451, 2019.

MURILLO, ELISA M.; HOMEYER, CAMERON R.; ALLEN, J. T. A 23-Year Severe Hail Climatology using GridRad MESH Observations. **Monthly Weather Review**, 2021.

MURILLO, E. M.; HOMEYER, C. R. Severe Hail Fall and Hailstorm Detection Using Remote Sensing Observations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 58, n. 5, p. 947–970, maio 2019. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAMC-D-18-0247.1>>.

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, p. 121–140, 2005.

NASCIMENTO, L. D. E. Identifying severe thunderstorm environments in southern Brazil: analysis of severe weather parameters. **Preprints, 22nd Conf. Severe Local**

Storms , Hyannis, EUA, Amer. Met. Soc., 2004.

NEDEL, A.; SAUSEN, T. M.; SAITO, S. M. Zoneamento dos desastres naturais ocorridos no estado do Rio Grande do Sul no período 1989 - 2009: granizo e vendaval. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 119–126, 2012.

NO WILLIAMS, E. R. The electrification of severe storms. In: Severe convective storms. **American Meteorological Society**, p. 527–561, 2001.

ORTEGA, K. L. Evaluating multi-radar, multi-sensor products for surface hail-fall diagnosis. Evaluating Multi-Radar, Multi-Sensor Products for Surface Hail-Fall Diagnosis. **Electronic J. Severe Storms Meteor**, v. 13, n. 1, p. 1–36, 2018. Disponível em: <<http://www.ejssm.org/ojs/index.php/ejssm/article/viewFile/163/113>>.

PETERS, J. M.; NOWOTARSKI, C. J.; MORRISON, H. The role of vertical wind shear in modulating maximum supercell updraft velocities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 76, n. 10, p. 3169–3189, 2019.

PÚČIK, T. et al. Proximity soundings of severe and nonsevere thunderstorms in central Europe. **Monthly Weather Review**, v. 143, p. 4805–4821, 2015.

PUSKEILER, M.; KUNZ, M.; SCHMIDBERGER, M. Hail statistics for Germany derived from single-polarization radar data. **Atmospheric Research**, v. 178–179, p. 459–470, set. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.04.014>>.

RASMUSSEN, K. L.; HOUZE, R. A. Convective initiation near the Andes in subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 6, p. 2351–2374, 2016.

RASMUSSEN, K. L.; ZULUAGA, M. D.; HOUZE, R. A. Severe convection and lightning in subtropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 20, p. 7359–7366, 2014.

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 2, p. 135–151, 2004.

SAHA, S. et al. The NCEP climate forecast system version 2. **Journal of Climate**, v. 27, n. 6, p. 2185–2208, 2014.

SILVA DIAS, M. A. F. An increase in the number of tornado reports in Brazil. **Weather, Climate, and Society**, v. 3, n. 3, p. 209–217, 2011.

SKRIPNIKOVÁ, K.; ŘEZÁČOVÁ, D. Radar-based hail detection. **Atmospheric Research**,

v. 144, p. 175–185, 2014.

SPERLING, V. Processos físicos e elétricos das tempestades de granizo na região sul do Brasil. p. 211, 2018. Disponível em: <<http://mtc-m21b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.24.02.29/doc/publicacao.pdf>>.

TREFALT, S. et al. A severe hail storm in complex topography in Switzerland - Observations and processes. **Atmospheric Research**, v. 209, n. February, p. 76–94, set. 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.03.007>>.

UCCELLINI, LOUIS 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, p. 682–703, 1979.

VELASCO, INES; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 92, p. 9591–9613, 1987.

VILA, D. A. et al. Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: Methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, n. 2, p. 233–245, 2008.

VONNEGUT, B. Some facts and speculations concerning the origin and role of thunderstorm electricity. **American Meteorological Society**, p. 224–241, 1963.

WAGNER, G. et al. A GIS-based approach to lightning studies for West Texas and New Mexico. **86th AMS Annual Meeting**, 2006.

WALDVOGEL, A.; SCHMID, W.; FEDERER, B. The kinetic energy of hailfalls. Part I: Hailstone spectra. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, p. 515–520, 1978.

WARREN, R. A. et al. Impact of variations in upper-level shear on simulated supercells. **Monthly Weather Review**, v. 145, n. 7, p. 2659–2681, 2017.

WEGENER, A. Thermodynamik der atmosphäre. **JA Barth**, 1911.

WILLIAMS, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 94, p. 13151–13167, 1989.

WITT, A. et al. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 2, p. 286–303, 1998.

YAU, MAN KONG; ROGERS, R. R. **A short course in cloud physics**. [s.l.] Elsevier, 1996.

ZIPSER, E. J. et al. Where are the most: Intense thunderstorms on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1071, 2006.