



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2022/06.27.18.39-TDI

**ASPECTOS MICROFÍSICOS DE NUVENS GERADORAS
DE CHUVA INTENSA EM CURTÍSSIMO PRAZO NO
BRASIL**

Eliana Cristine Gatti

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Daniel Alejandro Vila, aprovada
em 10 de junho de 2022.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/476NNHL>>

INPE
São José dos Campos
2022

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2022/06.27.18.39-TDI

**ASPECTOS MICROFÍSICOS DE NUVENS GERADORAS
DE CHUVA INTENSA EM CURTÍSSIMO PRAZO NO
BRASIL**

Eliana Cristine Gatti

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Daniel Alejandro Vila, aprovada
em 10 de junho de 2022.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/476NNHL>>

INPE
São José dos Campos
2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Gatti, Eliana Cristine.

G229a Aspectos microfísicos de nuvens geradoras de chuva intensa em curtíssimo prazo no Brasil / Eliana Cristine Gatti. – São José dos Campos : INPE, 2022.
xxvi + 93 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2022/06.27.18.39-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2022.

Orientador : Dr. Daniel Alejandro Vila.

1. Chuvas intensas. 2. Processos microfísicos. 3. Radar meteorológico. 4. Variáveis polarimétricas. 5. Nowcasting.
I.Título.

CDU 551.578.1(81)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

DEFESA FINAL DE DISSERTAÇÃO DA ELIANA CRISTINE GATTI
BANCA Nº 176/2022, REGISTRO 593913/2020.

No dia 10 de junho de 2022, às 10h00, Videoconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi **APROVADO(A)** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Mestre em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca e revisão final pelo(s) orientador(es).

Título: “Aspectos Microfísicos de Nuvens Geradoras de Chuva Intensa em Curtíssimo Prazo no Brasil.”

Membros da Banca

Dr. Daniel Alejandro Vila – Presidente e Orientador – INPE

Dra. Izabelly Carvalho da Costa – Membro Interno – INPE

Dr. Bruno Zanetti Ribeiro – Membro Externo – SUNY-Albany - (Assinatura da aprovação do membro estrangeiro está em anexo)

Dr. Thiago Souza Biscaro – Membro Interno – INPE



Documento assinado eletronicamente por **Thiago Souza Biscaro, Pesquisador**, em 13/06/2022, às 14:31 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Izabelly Carvalho da Costa, Chefe da Divisão de Previsão de Tempo e Clima**, em 13/06/2022, às 16:20 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Daniel Alejandro Vila, Pesquisador**, em 13/06/2022, às 21:01 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **9978452** e o código CRC **57B83885**.

Referência: Processo nº 01340.004464/2022-11

SEI nº 9978452

"Sejam fortes e corajosos. Não tenham medo nem fiquem apavorados, pois o Senhor, o seu Deus, vai com vocês; nunca os deixará, nunca os abandonará".

DEUTERONÔMIO 31:6

A minha família

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por se fazer presente na minha vida todos os dias, por guiar meus passos e pensamentos e por me conceder tantas bênçãos.

À minha família, que me apoia incondicionalmente nas minhas escolhas e que sempre será o meu pilar.

Ao Pedro Regoto, primeiramente por ter me ensinado os primeiros passos da programação, os quais foram essenciais para o desenvolvimento deste trabalho. Mas acima disso, agradeço por ser meu companheiro de vida, casa, e por estar presente em todos os momentos. Sou muito sortuda em tê-lo ao meu lado.

Às minhas amigas, Denyse, Jacqueline, Jhoseny, Stefani, Nathalia, Jacqueline e Cristina, por sempre cultivarem a nossa amizade, independente da distância.

Ao Daniel Vila e a Izabelly Carvalho, que me guiaram no desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço aos professores e grandes mestres que estiveram presentes na minha banca de proposta: Dra. Sin Chan Chou e Dr. Marcelo Enrique Seluchi. Obrigada pelos ensinamentos durante as disciplinas e pela contribuição ao desenvolvimento deste trabalho.

Ao Diego Enore e ao Thiago Biscaro que me ajudaram demais com algumas questões de programação no Python.

Ao Bruno Zanetti e ao Thiago Biscaro por aceitarem fazer parte da minha banca e pelas significativas contribuições.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pelo auxílio disponibilizado em forma de bolsa de estudos.

Aos órgãos CEMADEN, INMET, SIPAM e DECEA pela disponibilização dos dados das estações e dos radares.

E a todos os demais, que de alguma maneira, estiveram presentes no decorrer desse período.

Muito obrigada!

RESUMO

Eventos de chuva intensa ocorrem com frequência no Brasil, os quais por muitas vezes são responsáveis por altos acumulados num curto período de tempo e normalmente estão associados à inundações rápidas (*flash floods*). Apesar de ser um evento comum, existe uma escassez de estudos que envolvam eventos de chuva intensa em escala sub-diária no país e que realizem avaliações mais específicas associadas aos aspectos que permitem a ocorrência de tais eventos. Dessa forma, o presente estudo tem o principal objetivo de avaliar a existência de algum padrão em relação à estrutura e à microfísica das nuvens responsáveis pela geração de chuvas intensas sobre o Brasil, que ocasionam altos acumulados em curtíssimo prazo (1h). A partir da adoção de um limiar fixo de 40 mm/h, e da aplicação de critérios de validação, 83 eventos foram selecionados como objeto de estudo, distribuídos pelas cinco regiões do Brasil e cobertos por radares de polarização simples e/ou dupla. Através do cálculo dos CFADs (*Contoured Frequency by Altitude Diagrams*) de refletividade do radar e do conteúdo de água VIL (*Vertically Integrated Liquid*) e gelo VII (*Vertically Integrated Ice*) integrados nas nuvens, avaliam-se as características da estrutura vertical das nuvens geradoras dos eventos ocorridos dentro de uma mesma região brasileira. Como nem todos os eventos possuem cobertura de radares polarimétricos, os CFADs das cinco regiões do Brasil são gerados apenas com a variável refletividade. No entanto, as análises em relação às características microfísicas das nuvens se tornam limitadas devido a isso. Para suprir tal limitação, adicionam-se três estudos de caso a fim de avaliar a microfísica de eventos em diferentes localidades. Para isso, utilizam-se as seções verticais das variáveis polarimétricas Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} . Além disso, um quarto estudo de caso é apresentado, no qual realiza-se uma análise microfísica de eventos que ocorreram na região Sudeste do Brasil. Esse último estudo de caso foi adicionado no intuito de agregar mais informação sobre o tema, e para destacar e incentivar as diversas possibilidades de análises que futuramente podem ser realizadas, uma vez que o estudo de eventos de chuva intensa em curtíssimo prazo não é suficientemente explorado no país. Os resultados mostram que o tipo de sistema responsável pela geração dos eventos é um grande influenciador dos resultados, uma vez que é difícil encontrar certos padrões quando se tem diversos tipos de estruturas de nuvens. Essa característica foi observada nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste. Os CFADs regionais mostram que a coluna convectiva principal dos eventos apresenta refletividades dentro do intervalo 40-50 dBZ, a qual estende-se de maneira geral, até aproximadamente 6km de altura. Os eventos selecionados na região Sul foram os que apresentaram os maiores VIL e VII ao longo dos instantes analisados. A partir da análise microfísica dos estudos de caso, em grande parte dos eventos, observou-se que o início da precipitação mais intensa é caracterizado por um fortalecimento momentâneo da corrente ascendente, a qual é responsável por transportar gotas e gotículas para regiões mais altas das nuvens. Parte desse conteúdo líquido congela, e em apenas 10 minutos depois já observa-se o derretimento

do gelo e a intensificação da corrente descendente, ou seja, são eventos que apresentam características de intensificação em sua estrutura de maneira muito rápida, o que dificulta sua previsibilidade e a emissão de avisos específicos em tempo hábil.

Palavras-chave: Chuvas intensas. Processos microfísicos. Radar meteorológico. Variáveis polarimétricas. Nowcasting.

MICROPHYSICAL ASPECTS OF CLOUDS RESPONSIBLE FOR HEAVY RAINFALL EVENTS IN VERY SHORT TERM IN BRAZIL

ABSTRACT

Heavy rainfall events occur frequently in Brazil, which are often responsible for high values of rain in a short period, and are usually associated with flash floods. Despite being a common event, there is a scarcity of studies that involve heavy rain events on a sub-daily scale in the country and that carry out more specific assessments associated with the aspects that allow such events to occur. Thus, evaluate the existence of some pattern concerning the structure and microphysics of the clouds responsible for the generation of heavy rainfall over Brazil, which causes high values in the very short term (1h) is the main objective of this study. From the adoption of a fixed threshold of 40 mm/h and the application of validation criteria, 83 events were selected as the object of this study, distributed across the five regions of Brazil and covered by single and/or dual-polarization radars. The characteristics of the vertical structure of the cloud's event are evaluated through the CFADs (Contoured Frequency by Altitude Diagrams) of radar reflectivity and the VIL (Vertically Integrated Liquid) and VII (Vertically Integrated Ice) water content integrated into the clouds. As all events have not polarimetric radar coverage, the CFADs of the five regions of Brazil are generated only with the reflectivity variable. However, analyses regarding the microphysical characteristics of clouds become limited due to this. To overcome this limitation, three case studies are added to evaluate the microphysics of events in different locations. For this, the vertical sections of the polarimetric variables Z_{DR} , K_{DP} and ρ_{HV} are used. In addition, a fourth case study is presented, in which a microphysical analysis of events that occurred in the Southeast region of Brazil is carried out. This last case study was added to add more information on the subject and to highlight and encourage the various possibilities of analysis that can be carried out in the future since the study of heavy rain events in the very short term is not sufficiently explored in the country. The results show that the type of system responsible for generating the events is a major influencer on the results since it is difficult to find certain patterns when you have different types of cloud structures. This characteristic was observed in the South, Southeast, and Center-West regions. Regional CFADs show that the main convective column of events has reflectivities within the 40-50 dBZ range, which generally extends up to approximately 6 km. The events selected in the South region were those that presented the highest VIL and VII over the analyzed moments. From the microphysical analysis of the case studies, it was observed that the beginning of the most intense precipitation is characterized by a momentary strengthening of the updraft, which is responsible for transporting drops and droplets to higher regions of the clouds. Part of this liquid content freezes and just 10 minutes later, ice melting and the downdraft intensification are already observed. Therefore, these are events that present characteristics of very rapid intensification in their structure, which makes their predictability difficult and issuing specific warnings on time.

Keywords: Heavy rainfall. Microphysical processes. Weather radar. Polarimetric variables. Nowcasting.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Esquema ilustrando a propagação simultânea de ondas eletromagnéticas polarizadas horizontalmente (azul) e polarizadas verticalmente (laranja).	8
2.2 Ilustração do comportamento da refletividade diferencial de acordo com os tipos de alvos: Esférico (esquerda), orientado horizontalmente (centro), orientado verticalmente (direita).	10
2.3 Gráfico de dispersão da taxa de chuva versus suas estimativas obtidas através das relações $R(Z) = 1,94 \times 10^{-2} Z^{0,694}$, $R(Z, Z_{DR}) = 1,66 \times 10^{-2} Z^{0,738} Z_{DR}^{-0,979}$, $R(K_{DP}) = 47,1 K_{DP}^{0,790}$ e $R(K_{DP}, Z_{DR}) = 39,4 K_{DP}^{0,754} Z_{DR}^{0,537}$ otimizados pelo conjunto de dados DSD de Oklahoma para um radar banda S.	13
2.4 Intervalos aproximados dos valores da banda S de cada variável polarimétrica (Z_h , Z_{dr} , ρ_{hv} e K_{dp}) para chuva de qualquer intensidade.	15
2.5 Range Height Indicator (RHI) da variável Z_{DR} mostrando um exemplo das colunas Z_{dr} para uma tempestade convectiva profunda.	16
2.6 Esquema ilustrando o perfil de alcance de ϕ_{DP} (painel superior), que aumenta dramaticamente em uma área de chuva forte (destacada em amarelo). O painel inferior corresponde ao K_{DP} , que é maximizado na chuva forte.	17
2.7 Exemplo das assinaturas polarimétricas <i>size sorting</i> e coalescência em dados provindos do radar polarimétrico BoXpol de banda X.	19
2.8 Projeção do PPI na horizontal.	20
2.9 Esquematização dos fragmentos de elevação usados para gerar uma imagem CAPPI.	22
2.10 Esquematização da construção de um diagrama de frequência com valores de refletividade. A linha preta mais escura indica o histograma de uma determinada altura.	23
2.11 CFAD (<i>Contour Frequency by Altitude Diagrams</i>) de 3x3 perfis verticais de refletividade do radar, centrado no pixel de maior valor de VIL a cada 10 minutos durante 1 hora do ciclo de vida das 16 tempestades de granizo estudadas.	24
3.1 Distribuição espacial dos radares do CEMADEN, DECEA e SIPAM no território brasileiro, com as estações do INMET selecionadas para o estudo.	28

3.2	Altura e distância do feixe do radar de Natal/RN de acordo com cada ângulo de elevação. A linha pontilhada indica a altura máxima a qual as projeções são geradas.	30
3.3	Exemplificação da seleção da área 5x5 centralizada na localização da estação para validação dos casos.	32
3.4	Exemplificação do rastreamento realizado para um caso ocorrido no município de Feira de Santana - BA, o qual é coberto pelo radar de Salvador. As cores indicam o shapefile extraído em cada passo de tempo da tempestade em questão.	34
3.5	Procedimento realizado para construção dos CFADs.	37
4.1	Cálculo do VIL para os instantes de tempo analisados. O P _{MAX} é o período de referência do maior valor de refletividade sobre a localidade da estação durante o evento. As cores indicam os valores da mediana dos valores de VIL, sendo os tons de azul referentes à medianas maiores (maior VIL) e tons de marrom para valores menores das medianas (menor VIL).	48
4.2	Similar a Figura 4.1, mas para o conteúdo de gelo integrado na nuvem (VII).	51
4.3	CFAD da região Norte do Brasil criado a partir de uma área 5 x 5 km (25 km ²), centralizada no pixel de maior VIL para 15 eventos de chuva intensa selecionados na região. n = 375 se refere ao número de perfis verticais utilizados na geração do CFAD. Como 25 perfis verticais são extraídos para cada evento (devido ao tamanho da área) e são estudados 15 casos nesta região, totalizam-se 375 perfis verticais para analisar os eventos como um todo.	53
4.4	Similar a Figura 4.3 mas para a região Nordeste do Brasil. No total, 200 perfis verticais foram utilizados, referente a 08 eventos selecionados. . . .	55
4.5	Similar a Figura 4.3 mas para a região Centro-Oeste do Brasil. No total, 350 perfis verticais foram utilizados, referente a 14 eventos selecionados. . .	56
4.6	Similar a Figura 4.3 mas para a região Sudeste do Brasil. No total, 725 perfis verticais foram utilizados, referente a 29 eventos selecionados. . . .	58
4.7	Similar a Figura 4.3 mas para a região Sul do Brasil. No total, 425 perfis verticais foram utilizados, referente a 17 eventos selecionados.	59

4.8	Desvios padrões dos valores de refletividade em função da altura para cada instante analisado na criação dos CFADS. A linha vertical representa o percentil 75 (P75) de todo o conjunto de dados dos desvios. A linha horizontal representa a altura em que os valores dos desvios estão acima do P75. As cores representam os desvios para cada instante e altura separado por regiões.	60
4.9	Cortes verticais do evento de chuva intensa no município de Nova Alvorada do Sul - MS. a) Refletividade horizontal em 3 km do radar de Jaraguari para os instantes de 36 min antes e 24 minutos após o PMAX, totalizando 1 hora. A linha preta indica o local em que é realizado o corte vertical. b) Seções verticais da variável Z_{DR} para cada instante analisado. c) Seções verticais da variável K_{DP} para cada instante analisado. d) Seções verticais da variável ρ_{HV} para cada instante analisado.	64
4.10	Similar a Figura 4.9, mas para o estudo de caso de Feira de Santana - BA. Os dados são advindos do radar de Salvador.	67
4.11	Similar a Figura 4.9, mas para o estudo de caso de Alfredo Chaves - ES. Os dados são advindos do radar de Santa Tereza.	69
4.12	Localização dos radares de Santa Tereza (azul) e Três Marias (verde), e das estações automáticas do INMET (vermelho) utilizadas no estudo.	70
4.13	Ciclo de vida dos conteúdos de água (VIL) e gelo (VII) integrados na nuvem, no pixel de maior intensidade (VIL e VII) de cada evento analisado. A linha vertical tracejada indica o instante PMAX.	72
4.14	Diagrama de frequência CFAD da variável refletividade usando uma amostra de 25 km ² centralizada no valor de máximo VIL para cada instante analisado. O CFAD foi construído a partir dos 7 casos estudados, e portanto, com 175 perfis verticais. O PMAX é o período de referência no qual foi observado o máximo valor de refletividade sobre o pluviômetro dentro da hora de registro do acumulado de chuva. O eixo y refere-se à altura em km e o eixo x aos intervalos de refletividade em dBZ.	74
4.15	Similar a Figura 4.14, mas para a variável Z_{DR}	75

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Radares banda S do CEMADEN, DECEA e SIPAM utilizados para as análises.	29
4.1 Número de eventos selecionados por região.	39
4.2 Eventos de chuva intensa selecionados para o estudo.	40

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

NOAA	–	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NWS	–	<i>National Weather Service</i>
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INMET	–	Instituto Nacional de Meteorologia
CEMADEN	–	Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
DECEA	–	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
SIPAM	–	Sistema de Proteção da Amazônia
QPE	–	<i>Quantitative Precipitation Estimation</i>
DSD	–	<i>Raindrop Size Distribution</i>
WSR-88D	–	<i>United States Weather Surveillance Radar-1988 Doppler</i>
PH	–	Polarização Horizontal
PV	–	Polarização Vertical
PPI	–	<i>Plan Position Indicator</i>
CAPPI	–	<i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>
RHI	–	<i>Range-Height Indicator</i>
CFAD	–	<i>Contoured Frequency by Altitude Diagrams</i>
QVP	–	<i>Quasi-Vertical Profile</i>
CVP	–	<i>Columnar Vertical Profiles</i>
VIL	–	<i>Vertically Integrated Liquid</i>
VII	–	<i>Vertically Integrated Ice</i>
IWC	–	<i>Ice Water Content</i>
LWC	–	<i>Liquid Water Content</i>
AS	–	América do Sul
VCAN	–	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
SMC	–	Sistema Convectivo de Mesoescala
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

ρ_{hv}	–	Correlação Copolar
ϕ_{dp}	–	Deslocamento de Fase de Propagação Diferencial
Z	–	Fator de Refletividade
K_{dp}	–	Fase Diferencial Específica
Z_{dr}	–	Refletividade Diferencial
Z_h	–	Refletividade Horizontal
ϕ_{dp}	–	Fase Diferencial
ϕ_{hh}	–	Fase da onda eletromagnética polarizada horizontalmente
ϕ_{vv}	–	Fase da onda eletromagnética polarizada horizontalmente
r	–	Distância em relação ao radar
S_{hh}	–	Radiação incidente e retro-espalhada com polarização horizontal
S_{vv}	–	Radiação incidente e retro-espalhada com polarização vertical
λ_{lon}	–	Longitude
ϕ	–	Latitude
λ_{rad}	–	Comprimento de onda do radar
R	–	Raio da Terra
h_{base}	–	Altura da base da coluna
h_{base}	–	Altura do topo da coluna
$h_{-10^{\circ}C}$	–	Altura da isoterma de $-10^{\circ}C$
$h_{-40^{\circ}C}$	–	Altura da isoterma de $-40^{\circ}C$

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	2
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Chuva Intensa	5
2.2 Radares polarimétricos e de polarização simples	7
2.3 Variáveis polarimétricas	9
2.3.1 Refletividade diferencial Z_{DR}	9
2.3.2 Fase diferencial ϕ_{DP} e fase diferencial específica K_{DP}	9
2.3.3 Correlação copolar ρ_{HV}	10
2.4 Utilização das variáveis polarimétricas no contexto chuva	11
2.4.1 Estimativa de chuva	11
2.4.2 Intervalos de valores associados às variáveis polarimétricas	14
2.5 Análises microfísicas a partir de variáveis polarimétricas	15
2.5.1 Assinaturas polarimétricas	15
2.5.2 Projeções e metodologias de visualização	20
3 DADOS E METODOLOGIA	27
3.1 Dados e área de estudo	27
3.2 Seleção dos casos	27
3.2.1 Estações	27
3.2.2 Chuva intensa	30
3.3 Validação dos casos	31
3.4 Estrutura vertical e processos microfísicos	32
3.4.1 Rastreo	33
3.4.2 VIL e VII	34
3.4.3 CFADs	36
3.5 Estudos de caso	38
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	39
4.1 Eventos	39
4.2 Regiões	39
4.2.1 VIL e VII	47

4.2.2	CFADs	52
4.3	Estudos de caso	61
4.3.1	Nova Alvorada do Sul (Radar Jaraguari)	61
4.3.2	Feira de Santana (Radar Salvador)	65
4.3.3	Alfredo Chaves (Radar Santa Tereza)	66
4.3.4	Estudo de caso: região Sudeste	70
5	CONCLUSÕES	77
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

1 INTRODUÇÃO

O Brasil é um país de grande dimensão, em que sua extensão norte-sul é de 4394 km. Dessa forma, suas cinco regiões são distribuídas por uma grande gama de latitudes, estendendo-se de 5°N a 33°S, e conseqüentemente, cada uma delas possui um regime climático diferente, como mostrado em [Alvares et al. \(2013\)](#). Para caracterizar o clima de uma região, a precipitação se encontra entre uma das principais variáveis utilizadas, sendo ela gerada por diferentes sistemas meteorológicos que atingem cada área em específico.

Grande parte dos sistemas precipitantes que definem o regime pluviométrico de uma região promovem episódios de chuvas intensas, que por muitas vezes são consideradas extremas. Porém, na literatura, não existe um consenso em relação à definição do termo, pois o mesmo varia de acordo com a disponibilidade de dados, área de estudo e o objetivo de cada pesquisa. Por exemplo, trabalhos como [Brooks e Stensrud \(2000\)](#), [Konrad \(1997\)](#), [Groisman et al. \(2012\)](#), [Dolif e Nobre \(2012\)](#) utilizam limiares fixos para caracterizar episódios de chuva intensa. No Brasil, [Teixeira e Satyamurty \(2007\)](#), definem para a região Sul do Brasil quando a isoieta de 50 mm envolve uma área mínima de 10000 km^2 . Já [Liebmann et al. \(2001\)](#) e [Carvalho et al. \(2002\)](#), definem um evento extremo quando a precipitação diária excede um certo percentual do total pluviométrico climatológico sazonal de uma determinada estação. Além disso, alguns autores optam por avaliar chuva intensa através da utilização de percentis, como por exemplo [Groisman et al. \(2001\)](#), [Lima et al. \(2010\)](#), [Pristo et al. \(2018\)](#). Tal metodologia é bastante utilizada quando se pretende identificar extremos de precipitação baseados no que normalmente chove numa determinada região.

Apesar de existirem diferentes técnicas para sua definição, grande parte dos estudos realizados sobre o assunto consideram precipitação em escala diária. Porém, diversos eventos que estão associados com enxurradas, alagamentos e/ou inundações rápidas (*flash floods*), ocorrem num curto período de tempo. No Brasil, há uma escassez de estudos em relação a eventos de chuva intensa em escala sub-diária, sendo que os existentes, se dedicam a regiões muito específicas, como [Pristo et al. \(2018\)](#). Dessa forma, ainda se faz necessário uma avaliação mais abrangente de eventos que ocorrem num curto período de tempo sobre o país, a fim de identificar características semelhantes, e possivelmente aumentar sua previsibilidade.

Com a inclusão dos radares meteorológicos, e especificamente aqueles que possuem dupla polarização, aprimora-se a compreensão da estrutura microfísica da precipi-

tação na ausência de medições *in situ* e dos processos microfísicos dentro da precipitação observada (MURPHY *et al.*, 2020). Isso ocorre devido a disponibilidade de novas variáveis capazes de inferir parâmetros adicionais em comparação aos radares de polarização simples (convencionais) (ZHAO *et al.*, 2019). O Brasil no decorrer dos últimos 10 anos adquiriu uma rede de radares polarimétricos que abrangem parte do país, porém, a maioria ainda é do tipo convencional. Apesar das observações em relação aos processos físicos das nuvens com radares convencionais serem limitadas (mas não inexistentes), o país carece de informações sobre o assunto, então sua utilização ainda precisa ser incluída nas pesquisas.

Nesse contexto, o presente trabalho tem como principal objetivo estudar a estrutura e os aspectos microfísicos associados à nuvens geradoras de chuvas intensas sobre o Brasil, as quais ocasionam altos acumulados em curtíssimo prazo (1h). Dessa maneira, investiga-se a existência de algum padrão nas nuvens geradoras dos eventos. No entanto, ressalta-se que este estudo não realiza nenhum tipo de diferenciação entre os sistemas sinóticos responsáveis pela geração dos eventos, no intuito de realmente averiguar se existe alguma semelhança entre todos os tipos de sistemas. Dessa forma, torna-se possível a realização deste estudo para diferentes regiões do Brasil, independente dos sistemas meteorológicos que as atingem.

Por fim, ressalta-se o conteúdo inovador presente neste estudo, uma vez que não existem trabalhos no país que avaliem a estrutura dos eventos de chuva intensa em curtíssimo prazo, através da utilização de dados de radares polarimétricos a nível nacional. Portanto, grande parte dos resultados são limitados à comparação e discussão com a literatura internacional.

1.1 Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é estudar a estrutura e os aspectos microfísicos associados às nuvens geradoras de chuvas intensas sobre o Brasil, as quais ocasionam altos acumulados em curtíssimo prazo (1h). Dessa maneira, pretende-se investigar a existência de algum padrão nas nuvens geradoras de tais eventos. Para isso, necessita-se atender os seguintes objetivos específicos:

- 1) Investigar a estrutura das nuvens através da refletividade do radar e do conteúdo de água e gelo integrados nas nuvens, a fim de verificar se existe alguma semelhança em relação aos eventos que ocorrem em uma região em específico, independente do tipo de sistema gerador das nuvens.

2) Avaliar, a partir de estudos de caso, os processos e a estrutura microfísica em nuvens que geraram chuva intensa em diferentes localidades do país.

3) Verificar se existem características determinantes entre as variáveis analisadas que precedam à ocorrência dos eventos em questão, a fim de possivelmente, anteceder o envio de alertas.

Este trabalho está organizado de forma que no Capítulo 2 apresenta-se uma revisão bibliográfica sobre a chuva intensa e a utilização e evolução de radares meteorológicos no contexto chuva, relacionado as vantagens do uso das variáveis polarimétricas para detecção da mesma. No capítulo seguinte, encontram-se a metodologia e os dados utilizados neste trabalho. Os resultados e a discussão em relação as análises realizadas são abordados no Capítulo 4. Por fim, no Capítulo 5, apresentam-se os principais resultados e as conclusões do estudo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo apresenta-se uma revisão da literatura que engloba eventos de chuva intensa, diferenças entre os radares de polarização simples e polarimétricos, bem como as vantagens da utilização das variáveis polarimétricas na detecção de chuva e na caracterização microfísica de nuvens, e também, a visualização de processos microfísicos através da utilização das variáveis polarimétricas.

2.1 Chuva Intensa

A América do Sul (AS) possui uma geografia diversificada, propícia ao desenvolvimento e atuação de diferentes sistemas atmosféricos que contribuem para não-homogeneidade espacial e temporal da precipitação (REBOITA *et al.*, 2012). Como o Brasil ocupa grande parte do continente sul-americano, tais características também são observadas no país. Cada uma das cinco regiões brasileiras é anualmente atingida por sistemas meteorológicos distintos, os quais são responsáveis pelo regime de precipitação de cada região em específico, e muitas vezes pela geração de chuvas intensas que causam diversos transtornos à população.

Diversas pesquisas, bastante difundidas na literatura, consideram a região subtropical da AS (a qual inclui a região Sul brasileira) como uma das regiões do planeta mais afetada por eventos convectivos severos (FUJITA, 1973; DIAS, 1999; NASCIMENTO, 2005; BROOKS, 2006; ZIPSER *et al.*, 2006). O regime de precipitação do Sul do Brasil é formado por sistemas frontais (ANDRADE, 2007; SOLARI *et al.*, 2022), ciclones (SINCLAIR, 1994; DUTRA, 2012), vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs) (COSTA, 2009; LOURENÇO, 1996), sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) (VELASCO; FRITSCH, 1987; FERREIRA; ANABOR, 2015), entre outros. Nas regiões que se encontram entre o Noroeste e Sudeste do Brasil, o regime de precipitação atinge seu máximo no verão e mínimo no inverno. Um dos sistemas mais comuns responsáveis pela geração de chuva nessas áreas, é a ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul) (QUADRO, 1999; CARVALHO *et al.*, 2004). Além disso, no verão, o intenso aquecimento radiativo da superfície contribui para o desenvolvimento de atividade convectiva (REBOITA *et al.*, 2010), favorecendo a ocorrência de intensas tempestades. A região Norte possui heterogeneidade espacial do regime pluviométrico (MARENGO, 2003), sendo que a parte ocidental da região é onde são observados os maiores acumulados anuais. A precipitação da região Norte também é influenciada por sistemas como a ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) (MARENGO; HASTENRATH, 1993; HASTENRATH, 2012), pela condensação de ar úmido transportado pelos ventos alísios, o qual sofre levantamento orográfico devido à Cordilheira dos Andes (NOBRE *et*

al., 1991; ROCHA et al., 2009; REBOITA et al., 2010) e linhas de instabilidade (COHEN et al., 1989; COHEN et al., 1995). Por fim, na região Nordeste, além de alguns sistemas já citados como a ZCIT, VCANs, tempestades convectivas geradas por aquecimento radiativo, linhas de instabilidade e frentes frias, outros sistemas também contribuem na geração de chuva, como circulação de brisa (KOUSKY, 1980) e distúrbios ondulatórios de leste (YAMAZAKI; RAO, 1977; GOMES et al., 2015).

Alguns estudos verificam o ambiente atmosférico normalmente associado à ocorrência de altas taxas de chuva. Quando se trata de convecção úmida profunda, abundantes valores de vapor d'água na atmosfera e intensos movimentos ascendentes, os quais ocorrem principalmente por forçantes dinâmicas, levantamento, instabilidade convectiva, ou forçantes orográficas, normalmente estão presentes (SILVA et al., 2019). Porém, mesmo uma atmosfera muito úmida não é capaz de produzir fortes tempestades sem um mecanismo de convergência e divergência (DOSWELL, 1987).

Na literatura, diversos trabalhos avaliam características sinóticas, dinâmicas e termodinâmicas associadas à precipitação extrema no Brasil, como Teixeira e Satyamurty (2007), Lima et al. (2010), Silva et al. (2019), Brasiliense et al. (2018), Escobar et al. (2020), Silva et al. (2020a), Silva et al. (2020b). No entanto, quando se trata de chuva intensa não existe um consenso na literatura (nacional e internacional) em relação à definição do termo, pois o mesmo varia de acordo com a disponibilidade de dados, área de estudo e o objetivo de cada pesquisa. Por exemplo, quando se pretende identificar extremos de precipitação baseados no que normalmente chove numa determinada região, a metodologia dos percentis é normalmente utilizada, como em Groisman et al. (2001), Lima et al. (2010), Pristo et al. (2018). Apesar dos percentis serem bastante utilizados, outras pesquisas fazem uso de limiares fixos para caracterizar chuva intensa, os quais são normalmente estabelecidos através de observações. Brooks e Stensrud (2000) utilizam o limiar de 25,4 mm/h para selecionar eventos de chuva intensa nos Estados Unidos, no intuito de construir uma climatologia de eventos de chuva forte com duração de 1 a 3 horas. Chen et al. (2007) consideram dias de precipitação intensa em Taiwan quando há registro de chuva acima de 15 mm/h em uma ou mais estações que registraram ao menos 50 mm/24h. Konrad (1997) consideram um evento intenso no Sudeste dos EUA se pelo menos 5 cm de precipitação foi observado em uma ou mais estações em um período de 6 horas. No Brasil, Dolif e Nobre (2012) definem um limiar de 50 mm de chuva acumulada em 24 horas para o Rio de Janeiro. Além dessas, outras metodologias também são utilizadas, como em Teixeira e Satyamurty (2007), Liebmann et al. (2001), Carvalho et al. (2002).

Apesar de existirem diferentes técnicas para sua definição, grande parte dos estudos realizados sobre o assunto consideram precipitação em escala diária. Nos EUA por exemplo, antes do estudo de Brooks e Stensrud (2000) haviam poucas pesquisas sobre chuvas fortes em escalas horárias nos Estados Unidos (HITCHENS et al., 2013). Porém, diversos eventos de inundações rápidas (*flash floods*), são frequentemente associados com episódios de chuva intensa que ocorrem em um curto período de tempo (BROOKS; STENSRUD, 2000). Um grande exemplo disso no Brasil, foi o ocorrido no município de Petrópolis, no estado do Rio de Janeiro, em fevereiro de 2022. Devido à junção de vários fatores, os totais pluviométricos ultrapassaram a média mensal do município, totalizando mais de 230 mm em apenas 3 horas nas estações do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN), como noticiado em g1 (2022). No Brasil há uma escassez de estudos em relação a eventos de chuva intensa em escala sub-diária, sendo que os existentes se dedicam a regiões muito específicas, como Pristo et al. (2018). Dessa forma, ainda se faz necessário uma avaliação mais abrangente de eventos que ocorrem num curto período de tempo sobre o país, para identificar as características que propiciam a ocorrência desse tipo de evento que causa alto impacto à população, e possivelmente, auxiliar na mitigação de desastres.

2.2 Radares polarimétricos e de polarização simples

Existem diferentes tipos de radares utilizados para detecção de condições atmosféricas. O Brasil atualmente possui uma rede composta de radares pulsados tipo Doppler de polarização simples (convencionais), e também, de dupla polarização, ou apenas “polarimétricos”.

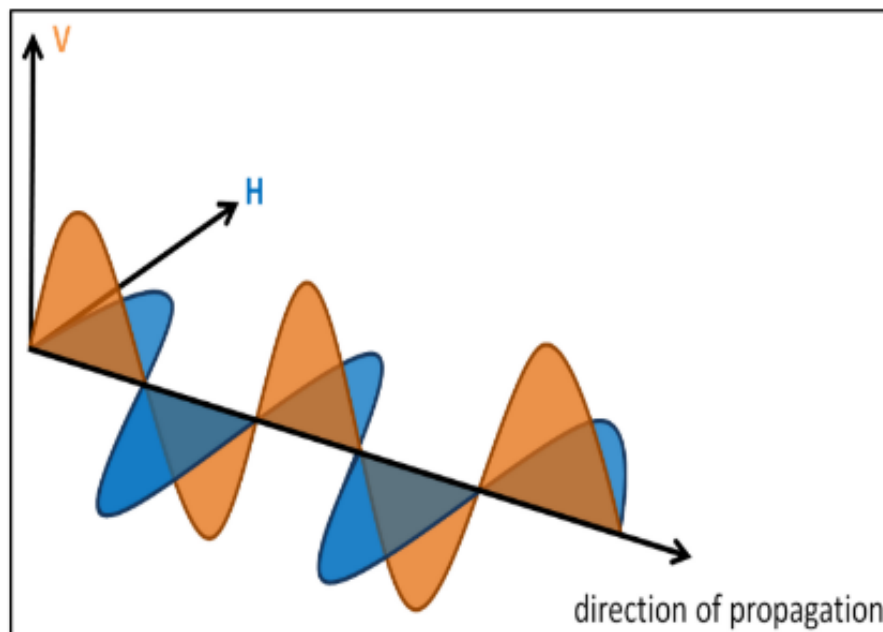
Os radares operam de forma que pulsos eletromagnéticos são transmitidos e retornam ao radar em forma de ecos, referentes a diversos alvos encontrados pelo feixe. Tais alvos, são tanto hidrometeoros, na forma líquida ou sólida, como também, alvos não meteorológicos, como pássaros por exemplo. Quando o feixe de energia eletromagnética intercepta um alvo e retorna ao radar, a fase do sinal de retorno varia de acordo com o movimento dos alvos. A capacidade de detectar a mudança de frequência do pulso de energia, classifica o radar como Doppler, de acordo com o Nacional Weather Service (NWS-NOAA). Quando tal mudança é detectada, o sistema à converte para velocidade, de forma que é possível identificar se o alvo está se afastando ou se aproximando do radar.

A grande diferença entre os radares Doppler de polarização simples e os polarimétricos, é que o primeiro emite e recebe ondas eletromagnéticas orientadas apenas

em uma direção, normalmente na horizontal, enquanto que o último opera com polarizações na horizontal e vertical simultaneamente, como mostrado na Figura 2.1. A partir de tal característica, obtém-se informações significativas entre a comparação das amplitudes e fases dos sinais retornados de ambas as polarizações, o que fornece um conjunto de novas variáveis (KUMJIAN, 2013a). Essa característica proporciona aos radares polarimétricos diversas vantagens em relação ao anterior, pois dessa forma, são capazes de medir parâmetros adicionais que fornecem mais informações microfísicas de sistemas de precipitação, do que aqueles fornecidos pelo radar Doppler convencional (ZHAO et al., 2019).

Algumas variáveis desse novo conjunto fornecido pela polarização dupla, são bastante utilizadas para identificar e quantificar hidrometeoros. Na literatura, diversos estudos detalham a definição das variáveis polarimétricas, como abordado nos livros de Doviak e Zrníc (1993), Bringi e Chandrasekar (2001), Rauber e Nesbitt (2018), e também, nos artigos de Straka et al. (2000), Kumjian (2013a).

Figura 2.1 - Esquema ilustrando a propagação simultânea de ondas eletromagnéticas polarizadas horizontalmente (azul) e polarizadas verticalmente (laranja).



Fonte: Kumjian (2013a).

2.3 Variáveis polarimétricas

2.3.1 Refletividade diferencial Z_{DR}

A Refletividade Diferencial Z_{DR} (Equação 2.1), definida por Seliga e Bringi (1976), é a razão logarítmica entre o fator de refletividade horizontal e vertical. Dessa forma, Z_{DR} é uma medida da razão do eixo ponderado pela refletividade dos hidrometeoros em um volume, e também, independente da concentração e do volume das partículas, estando simplesmente relacionado com a proporção das seções transversais de retroespalhamento em cada polarização (RAUBER; NESBITT, 2018).

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{\langle |S_{hh}|^2 \rangle}{\langle |S_{vv}|^2 \rangle} \right) \quad [\text{dB}] \quad (2.1)$$

S_{hh} significa que a radiação incidente e retro-espalhada tem polarização horizontal e S_{vv} significa que a radiação incidente e retro-espalhada tem polarização vertical.

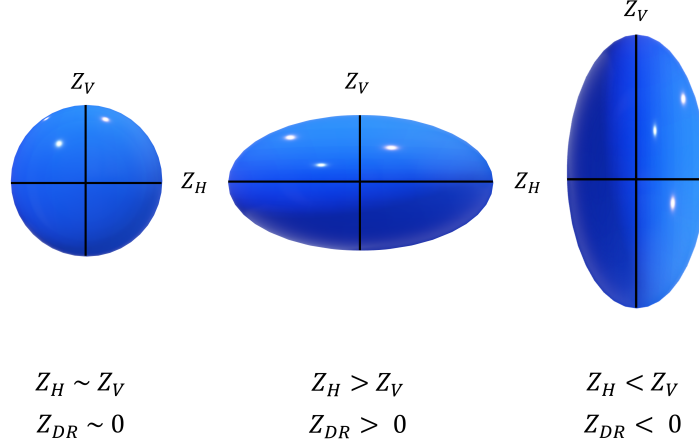
Devido sua relação com o eixo, está associado à forma dos hidrometeoros, de maneira que para alvos esféricos que retornam sinal similar nas polarizações horizontal e vertical, Z_{DR} é aproximadamente ou igual a zero dB. Já quando se trata de hidrometeoros orientados na horizontal (vertical), a energia recebida da componente horizontal (vertical) é maior que a vertical (horizontal), o que resulta num $Z_{DR} > 0$ (< 0), como exemplificado na Figura 2.2.

2.3.2 Fase diferencial ϕ_{DP} e fase diferencial específica K_{DP}

Conforme uma onda eletromagnética se propaga através de um meio dielétrico (como líquido ou gelo), ela adquire um deslocamento de fase em relação a uma onda que se propaga na mesma distância no vácuo. Isso ocorre pois a velocidade de fase diminui para uma onda que se propaga através desses meios (que possuem índices de refração maiores que 1), de forma que o comprimento de onda da radiação diminui (KUMJIAN, 2018). Esse deslocamento de fase, é conhecido como a variável Fase Diferencial ϕ_{DP} .

Por permitir localizar com maior facilidade regiões de forte precipitação contendo partículas não-esféricas (como chuva), na meteorologia é mais comum a utilização da variável Fase Diferencial Específica K_{DP} (Equação 2.2), do que a variável ϕ_{DP} , uma vez que a primeira proporciona uma mudança de fase por unidade de distância radial (KUMJIAN, 2018).

Figura 2.2 - Ilustração do comportamento da refletividade diferencial de acordo com os tipos de alvos: Esférico (esquerda), orientado horizontalmente (centro), orientado verticalmente (direita).



Fonte: Produção da autora.

$$K_{DP} = \frac{\phi_{DP}(r_2) - \phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad [^\circ/\text{km}] \quad (2.2)$$

$\phi_{DP} = \phi_{hh} - \phi_{vv}$, sendo ϕ_{hh} e ϕ_{vv} a fase da onda eletromagnética polarizada horizontalmente e verticalmente, respectivamente. r_1 e r_2 são as distâncias de medidas do ponto 1 e 2 em relação ao radar.

Para hidrometeoros esféricos, o deslocamento de fase da propagação nas ondas horizontal e vertical, são similares, de maneira que não há diferença no deslocamento total entre as polarizações, resultando em K_{DP} próximo ou igual a zero. No entanto, para hidrometeoros orientados horizontalmente, a onda horizontal possui um deslocamento maior que a vertical, o que resulta em K_{DP} positivo. O contrário ocorre para hidrometeoros em orientação vertical. Como tais variáveis são medições da fase da onda, e não da potência, não são afetados por atenuação ou bloqueio parcial do feixe. Por esse motivo, são bastante utilizadas para estimar e corrigir a atenuação, como nos estudos de Ryzhkov et al. (2013) e Ryzhkov et al. (2014).

2.3.3 Correlação copolar ρ_{HV}

É um coeficiente que correlaciona as ondas de polarização na horizontal e vertical. O ρ_{HV} (Equação 2.3) mede basicamente como cada dispersor contido no volume

contribui para os sinais de polarização. Dessa forma, as características físicas dos alvos afetam a amplitude e fase do sinal de retorno. Quanto maior a variedade de tipos, formas e orientações das partículas no volume, menor o ρ_{HV} . As medidas de ρ_{HV} são independentes da calibração do radar, da concentração de hidrometeoros e são imunes aos efeitos de propagação (KUMJIAN, 2013a). Pode ser tratado como uma medida de variabilidade de partículas dentro do volume de amostragem do radar, valores iguais a um indicam que a distribuição de partículas é perfeitamente homogênea e valores abaixo de um indicam diversidade de partículas. Especificamente, ρ_{HV} diminui com o aumento da diversidade de formas de partículas, ângulos de orientação e/ou permissividades relativas dentro do volume de amostragem (KUMJIAN, 2018).

$$|\rho_{HV}(0)| = \left(\frac{\langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle}{\langle S_{hh}^2 \rangle^{\frac{1}{2}} \langle S_{vv}^2 \rangle^{\frac{1}{2}}} \right) \quad (2.3)$$

2.4 Utilização das variáveis polarimétricas no contexto chuva

A utilização das variáveis polarimétricas está cada vez mais difundida no meio meteorológico, na análise de diversos sistemas, como tempestades convectivas (SHRESTHA et al., 2021; HOMEYER; KUMJIAN, 2015; PAN et al., 2021), identificação de granizo (VENTURA et al., 2013; RYZHKOV et al., 2013, 2013; KENNEDY et al., 2001; ANDERSON et al., 2011), descargas elétricas (MATTOS et al., 2016; BRUNING et al., 2007; LUND et al., 2009) e também, para estimativas de precipitação.

2.4.1 Estimativa de chuva

A melhoria da estimativa quantitativa de precipitação (QPE, em inglês), é um dos principais benefícios de um radar de dupla polarização (RYZHKOV; ZRNIC, 2019). Em radares de polarização simples, devido à indisponibilidade das variáveis polarimétricas, as estimativas são realizadas através de relações $Z(R)$. Como revisado por Villarini e Krajewski (2010), diferentes fontes de incertezas são relacionadas a essas estimativas, as quais incluem calibração incorreta do radar, atenuação, desordem do solo e propagação anômala, bloqueio do feixe, variabilidade da relação $Z(R)$, entre outras.

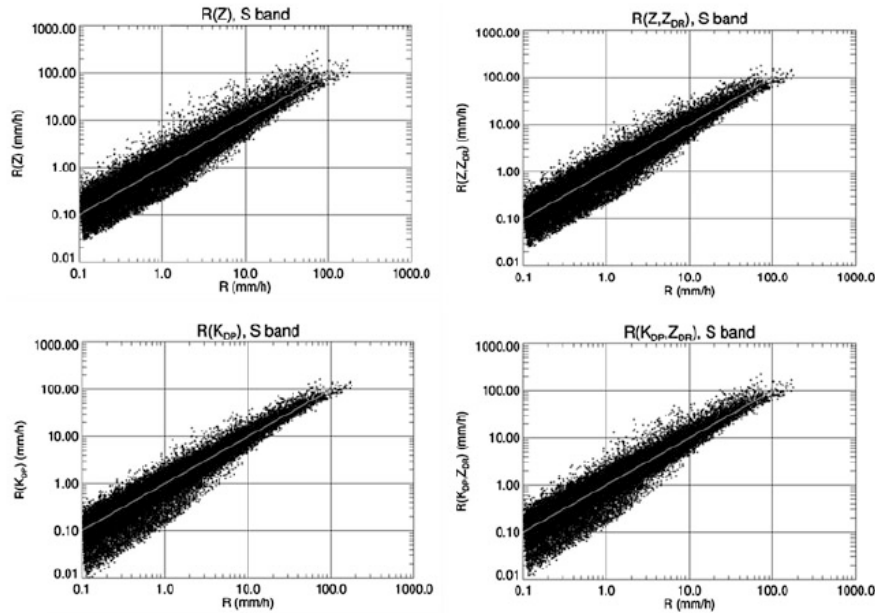
A escolha de uma equação particular $Z(R)$ depende do tipo de chuva (convectiva, estratiforme, tropical, continental, etc). Dentre as mais utilizadas, encontra-se a equação de Marshall e Palmer (1948) (Equação 2.4), em que R é a taxa de chuva (mm/h) e Z é o fator de refletividade (mm^6m^{-3}).

$$Z = 200R^{1.6} \quad (2.4)$$

No entanto, no decorrer dos anos, diversos autores apresentaram melhorias significativas nas QPEs através da utilização de equações que substituem ou complementam o fator de refletividade Z das equações tradicionais, pelas variáveis polarimétricas (SACHIDANANDA; ZRNIC, 1987; ZRNIC; RYZHKOV, 1996; RYZHKOV et al., 2005; GIANGRANDE; RYZHKOV, 2008; THOMPSON et al., 2018; RYZHKOV; ZRNIC, 2019). Ryzhkov et al. (2005) testaram as relações convencionais e polarimétricas existentes para estimativa de chuva em um conjunto de dados obtido durante o Joint Polarization Experiment, em Oklahoma/Estados Unidos, e relataram melhor eficiência na estimativa de chuva quando utilizadas as variáveis Z_{DR} e K_{DP} nas relações com precipitação. Zrnić e Ryzhkov (1996) analisaram algumas características proporcionadas pelas variáveis polarimétricas, como bloqueio do feixe e correções de ecos, causados por alvos não meteorológicos que interferem nas medições e a facilidade de isolar efeitos de propagação anômala. Com esse estudo, verificou-se que com a utilização do K_{DP} é possível realizar medidas precisas de precipitação em regiões de feixe parcialmente bloqueado. Isso ocorre pois a refletividade é proporcional ao diâmetro médio das gotas e sua concentração no volume. Se o feixe é parcialmente bloqueado, ele irá “enxergar” menos gotas, e, portanto, a refletividade será menor. Porém, quando o K_{DP} é utilizado, como se trata de uma diferença de fase, as duas polarizações contidas no feixe de radiação são bloqueadas da mesma maneira, fazendo com que não haja diferença de fase entre as polarizações. Além disso, como o K_{DP} é uma medida da diferença de fase, erros na calibração do radar também não impactam essa medida. Na Figura 2.3 são mostradas comparações entre a taxa de chuva e suas respectivas estimativas com a utilização de diferentes equações, para um radar banda S, otimizadas pelo conjunto de dados de distribuição de diâmetro de gotas (DSD, em inglês), obtidos pela rede de disdrômetros instalados em Oklahoma/EUA (RYZHKOV; ZRNIC, 2019). É notável a melhoria das estimativas nas comparações que utilizam equações com as variáveis polarimétricas. Para taxas acima de 10 mm/h essa melhoria é ainda mais perceptível, o que proporciona uma aplicação direta a este trabalho. No entanto, ressalta-se que o K_{DP} só é aplicado a partir de um certo limiar de chuva, pois para chuva leve o atraso na fase não é grande o suficiente para uma medida significativa. O limiar de uso do K_{DP} e os coeficientes das relações também podem mudar de acordo com a banda do radar, uma vez que o mesmo está ligado com a atenuação. Para os radares banda X por exemplo, pode ser usado um limiar de chuva mais leve comparado aos de banda S.

De forma análoga ao cálculo da estimativa de chuva, o Conteúdo de Água Líquida (*LWC - Liquid Water Content*) e o Conteúdo de Gelo (*IWC - Ice Water Content*) também fazem uso de equações clássicas que utilizam a variável refletividade, e portanto, também estão sujeitas as demais fontes de erros descritas anteriormente. Tais estimativas, são utilizadas no cálculo de dois produtos: O Conteúdo de Água Líquida Integrado (*VIL - Vertically Integrated Liquid*) e o Conteúdo de Gelo Integrado (*VII - Vertically Integrated Ice*). Algumas dessas fontes de erros, tornam-se as principais incertezas no cálculo de estimativa do VIL. Por exemplo, French et al. (1995) atribuiu erros as estimativas proporcionados pela banda brilhante, gelo e as aproximações da DSD. O primeiro em especial, frequentemente causa superestimação significativa de VIL, o que pode levar à classificação incorreta de precipitação estratiforme para convectiva (SEO et al., 2020). No entanto, quando trata-se de tempestades convectivas, os efeitos da banda brilhante, ao menos na fase de desenvolvimento das tempestades, não costumam aparecer (AUSTIN; BEMIS, 1950).

Figura 2.3 - Gráfico de dispersão da taxa de chuva versus suas estimativas obtidas através das relações $R(Z) = 1,94 \times 10^{-2} Z^{0,694}$, $R(Z, Z_{DR}) = 1,66 \times 10^{-2} Z^{0,738} Z_{DR}^{-0,979}$, $R(K_{DP}) = 47,1 K_{DP}^{0,790}$ e $R(K_{DP}, Z_{DR}) = 39,4 K_{DP}^{0,754} Z_{DR}^{0,537}$ otimizados pelo conjunto de dados DSD de Oklahoma para um radar banda S.



Fonte: Ryzhkov e Zrníc (2019).

A utilização de equações representativas de estimativas é de suma importância para o desenvolvimento de pesquisas associadas ao tema. Para isso, idealmente seria necessário formular uma equação específica para cada local, calibrada por disdrômetros, para encontrar a variabilidade do DSD, e assim, proporcionar estimativas com maior precisão. No entanto, a maioria das regiões não dispõe de dados observados por disdrômetros, obrigando o uso de equações já formuladas.

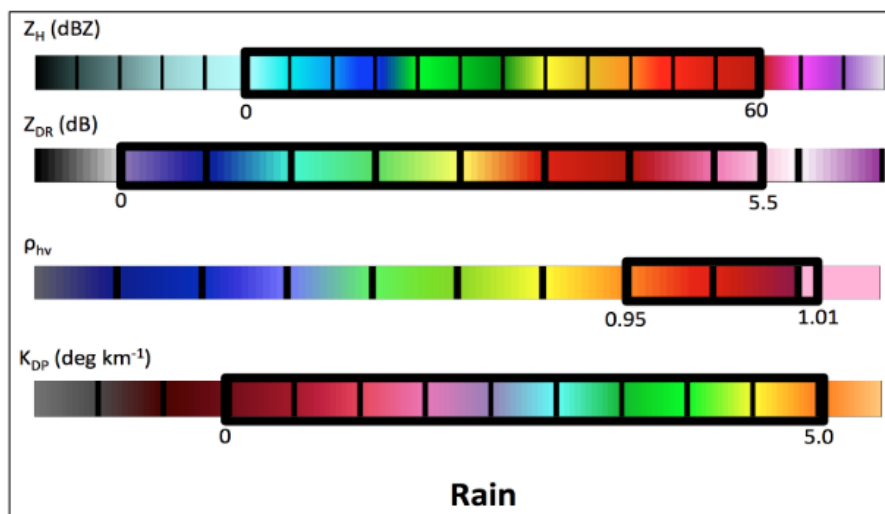
2.4.2 Intervalos de valores associados às variáveis polarimétricas

As estimativas de precipitação por radar de dupla polarização são principalmente influenciadas pelo tamanho, forma, orientação e fase dos hidrometeoros (HERZEGH; JAMESON, 1992). Como resultado, essas medições servem como uma ferramenta para identificar remotamente as características dos hidrometeoros presentes em diversos sistemas, e também, verificar assinaturas que facilitam a identificação dos mesmos.

Kumjian (2013a) apresentou um esquema que mostra os limiares encontrados de cada variável, desde chuvas estratiformes até de maior intensidade (Figura 2.4), justificando os valores apresentados. Quando a chuva é caracterizada por gotas grandes, os valores observados de Z_{dr} são maiores. Isso indica que a potência recebida na polarização horizontal (PH) é maior do que na polarização vertical (PV). Ademais, como chuvas mais fortes possuem maior concentração de gotas grandes, tais valores de Z_{dr} são comumente encontrados nesse tipo de evento. Além disso, como gotas grandes apresentam característica oblata e são orientadas na horizontal, uma mudança de fase entre as polarizações é observada, resultando em valores positivos de K_{dp} . Por fim, a correlação copolar apresenta valores altos para chuva ($> 0,98$), sendo que quanto mais intensa, maior a correlação.

O poder dessas ferramentas para meteorologia operacional, o progresso na pesquisa e a demonstração da melhoria das estimativas com uso de radares polarimétricos, justificaram a implantação da tecnologia de dupla polarização em radares operacionais e de pesquisa em todo o mundo (RAUBER; NESBITT, 2018). A rede de radares United States Weather Surveillance Radar-1988 Doppler (WSR-88D), amplamente utilizada nos Estados Unidos, é um exemplo disso. Toda rede de radares distribuídos pelo país, foi atualizada para a forma de dupla polarização, o que fornece aos meteorologistas operacionais e de pesquisa uma grande variedade de novas informações sobre os tipos e distribuições de hidrometeoros em tempestades precipitantes. (KUMJIAN, 2013a).

Figura 2.4 - Intervalos aproximados dos valores da banda S de cada variável polarimétrica (Z_h , Z_{dr} , ρ_{hv} e K_{dp}) para chuva de qualquer intensidade.



Fonte: Kumjian (2013a).

2.5 Análises microfísicas a partir de variáveis polarimétricas

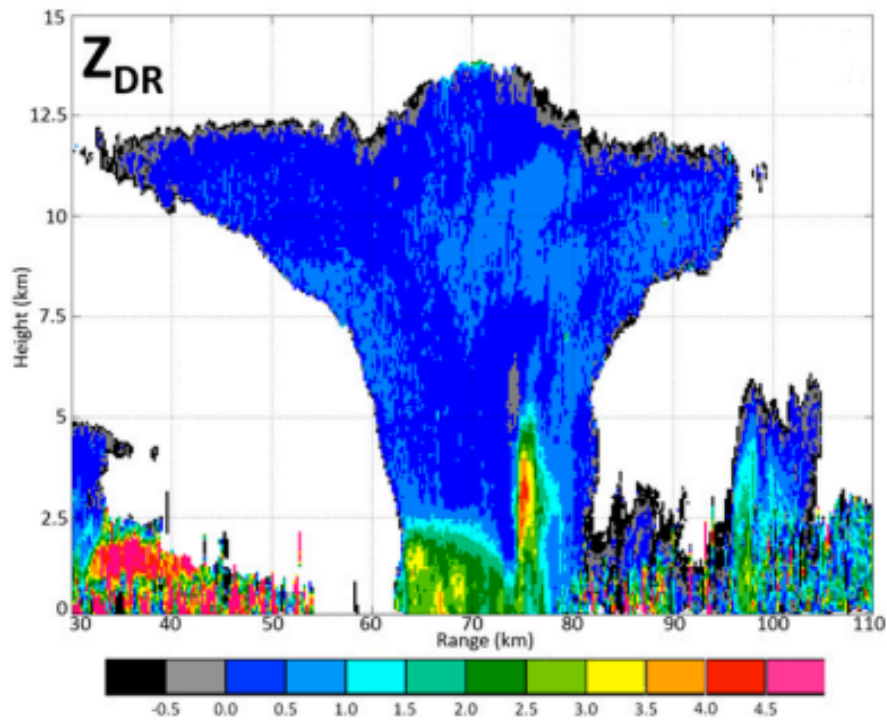
2.5.1 Assinaturas polarimétricas

Como observações de precipitação fornecidas por radares polarimétricos proporcionam informações importantes sobre a orientação, forma, tamanho e fase dos hidrometeoros (ZRNIC; RYZHKOV, 1999; STRAKA et al., 2000; KUMJIAN, 2013a; KUMJIAN, 2013b), a utilização das mesmas viabiliza as análises dos processos microfísicos em nuvens de precipitação (RYZHKOV et al., 2016). Como tratado em Kumjian (2012), diferentes processos microfísicos como classificação de tamanho, evaporação, fusão, congelamento e agregação, caracterizam-se por impressões digitais específicas. Tais assinaturas podem ser usadas para avaliar e melhorar modelos através da conversão de seus resultados em campos de variáveis polarimétricas de radar, ajustando as parametrizações de uma forma que as assinaturas observadas sejam reproduzidas adequadamente (RYZHKOV et al., 2016).

Kumjian et al. (2014) associaram a formação de uma coluna com valores altos de Z_{DR} (Figura 2.5) numa imagem de perfil vertical, com a força de correntes ascendentes em nuvens convectivas intensas. De acordo com o relatado pelos autores, tempestades convectivas profundas frequentemente apresentam valores altos de Z_{DR} em forma de colunas que podem se estender mais de 3 km acima do nível de 0°C, indicando a presença de gotas líquidas super-resfriadas que são elevadas pela cor-

rente ascendente. Em particular, aumentos na altura da coluna Z_{DR} acima do nível de $0^{\circ}C$ estão correlacionados com aumentos na intensidade da corrente ascendente, bem como aumentos subsequentes na intensidade da precipitação perto da superfície. Adicionalmente e similar às colunas Z_{DR} , estudos relatam a formação de colunas com altos valores de K_{DP} que também fornecem informações de diagnóstico sobre o comportamento da tempestade e sua evolução em curto prazo (HUBBERT et al., 1998; LIER-WALQUI et al., 2016; KUMJIAN; RYZHKOV, 2008).

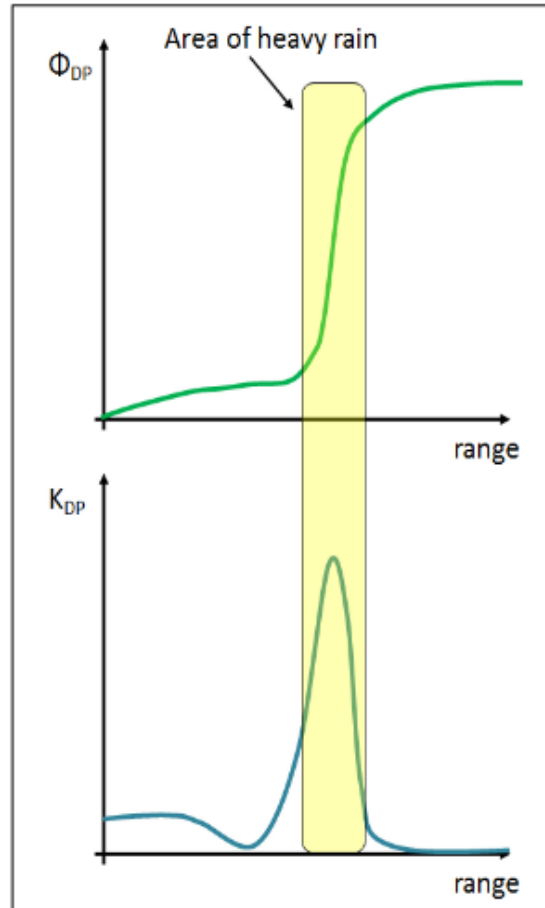
Figura 2.5 - Range Height Indicator (RHI) da variável Z_{DR} mostrando um exemplo das colunas Z_{dr} para uma tempestade convectiva profunda.



Fonte: Kumjian et al. (2014).

Kumjian (2013a) mostrou a utilidade das variáveis ϕ_{DP} e K_{DP} para localizar regiões de chuva intensa (Figura 2.6), uma vez que as mesmas apresentam aumento abrupto em seus valores em regiões com tal característica. Além disso, áreas de alto K_{DP} normalmente estão sobrepostas a regiões de alto Z_H , o que também facilita a análise.

Figura 2.6 - Esquema ilustrando o perfil de alcance de ϕ_{DP} (painel superior), que aumenta dramaticamente em uma área de chuva forte (destacada em amarelo). O painel inferior corresponde ao K_{DP} , que é maximizado na chuva forte.



Fonte: Kumjian (2013a).

Ryzhkov e Zrníc (2019) apresentaram diversas assinaturas polarimétricas associadas a diferentes processos microfísicos que ocorrem considerando partículas de água líquida, gelo e de fase mista, as quais são resumidas a seguir.

A evaporação da precipitação é considerada um dos processos mais importantes que contribuem para o resfriamento do ar (DAWSON et al., 2010), a qual contribui para a intensificação da corrente descendente e, portanto, na geração de piscinas frias abaixo das nuvens de precipitação. Como as gotas de chuva perdem sua massa e seu diâmetro diminui no processo de evaporação, os valores correspondentes de Z_h e K_{DP} diminuem. Z_{dr} pode aumentar ou diminuir dependendo da distribuição de tamanho inicial e perfil vertical de umidade.

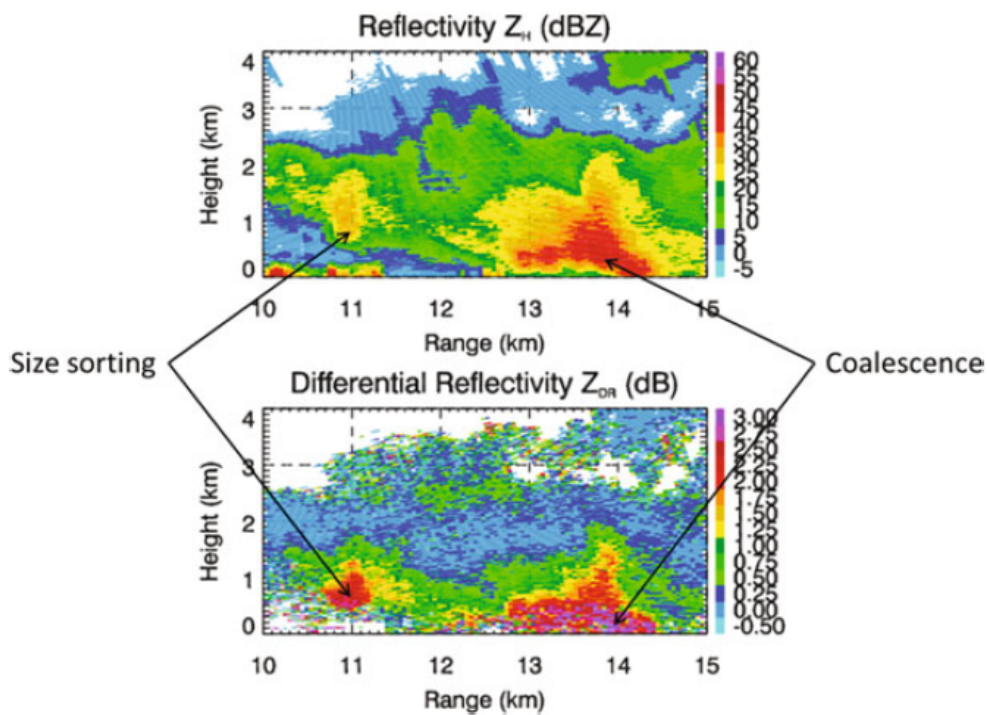
Conforme partículas de precipitação caem em direção ao chão, a evolução da DSD abaixo da base da nuvem é governada por quatro processos principais: crescimento de gotas grandes (e esgotamento subsequente de gotas pequenas) por coalescência, esgotamento de gotas grandes (e aumento em concentração de gotas pequenas) por separação espontânea e colisões, separação de tamanhos (*size sorting*, em inglês) e uma diminuição do tamanho das gotas em todo o espectro (e esgotamento das gotas menores) por evaporação (RYZHKOV; ZRNIC, 2019).

A coalescência das gotas de chuva é um mecanismo primário para a geração de chuva tropical ou quente. Este tipo de chuva pode ser reconhecido por fortes gradientes verticais de Z_h , Z_{DR} e K_{DP} perto da superfície abaixo da base da nuvem e consequentes baixos valores de tais variáveis quando há separação de gotas por colisões ou separação espontânea (os quais diminuem o tamanho das gotas) (RYZHKOV; ZRNIC, 2019). Quando as gotas coalescem, aumentam de tamanho, e devido ao seu peso acumulam na base da nuvem até vencerem a resistência do ar e caírem ao solo. O aumento e diminuição nos valores das variáveis citadas, correspondem à maneira de como as mesmas são calculadas, como revisado na Seção 2.3.

O processo de *size sorting* ocorre em todos os sistemas de precipitação, devido ao aumento geral da velocidade terminal dos hidrometeoros com o diâmetro. Devido a isso, suas trajetórias dependem do tamanho, microfísica e dinâmica do sistema precipitante gerador, como discutido por Kumjian (2012), Dawson et al. (2015). Normalmente, observa-se um aumento de Z_{DR} combinado com uma redução de ρ_{hv} em áreas de Z_h relativamente baixo, caracterizadas por baixa concentração geral de gotas de chuva. Tal processo, é normalmente associado à sedimentação diferencial, correntes ascendentes convectivas, cisalhamento do vento e a diferença entre a direção de movimento da tempestade e a velocidade do vento (RYZHKOV; ZRNIC, 2019). Um exemplo de sedimentação diferencial é mostrado na Figura 2.7. Na célula à esquerda da figura (range $\sim 11 km$), a precipitação ainda não atinge o solo, e se observam altos valores de Z_{DR} combinados com baixos valores de Z_h na parte inferior desta célula. Em contraste, a célula à direita (range $\sim 13-14 km$), o eixo de precipitação está totalmente formado, e a assinatura de coalescência é evidente, visto o aumento simultâneo de Z_h e Z_{DR} em direção à superfície. Outro exemplo da assinatura *size sorting*, são as colunas Z_{DR} , citadas anteriormente, as quais correspondem à corrente ascendente convectiva. A assinatura tem implicações práticas importantes e pode ser usada para previsão de aumento de precipitação iminente na superfície com tempo de espera de 5 a 15 minutos, detectando o par de Z_{DR} alto e Z_h baixo em varreduras de antena mais baixas (RYZHKOV; ZRNIC, 2019).

Algumas assinaturas também são observadas na formação de granizo. Os cristais de gelo podem crescer capturando gotículas de nuvens super-resfriadas pelo processo de acreção. Se uma corrente ascendente convectiva é relativamente forte e o processo de acreção é intenso, o Z_{DR} da neve (ou graupel) permanece muito baixo e próximo de 0 dB. A geração de graupel grande ou granizo é causada por acreção extrema em correntes ascendentes convectivas muito intensas. Se o granizo estiver seco, então o Z_{DR} e K_{DP} apresentam valores próximos de zero. O ρ_{hv} de graupel seco/granizo é geralmente alto ($> 0,95$) (KALTENBOECK; RYZHKOV, 2013; ORTEGA et al., 2016), mas geralmente é menor do que na chuva pura. A situação muda drasticamente se graupel ou granizo não são completamente secos. Isso acontece em temperaturas positivas quando o granizo está derretendo ou em temperaturas negativas se o granizo está crescendo em regime úmido. As magnitudes de Z_{DR} e K_{DP} no granizo úmido podem ser muito grandes, e ambos podem se tornar negativos se as pedras de granizo forem realmente grandes. Os valores correspondentes de ρ_{hv} são geralmente muito baixos (RYZHKOV; ZRNIC, 2019).

Figura 2.7 - Exemplo das assinaturas polarimétricas *size sorting* e coalescência em dados provindos do radar polarimétrico BoXpol de banda X.



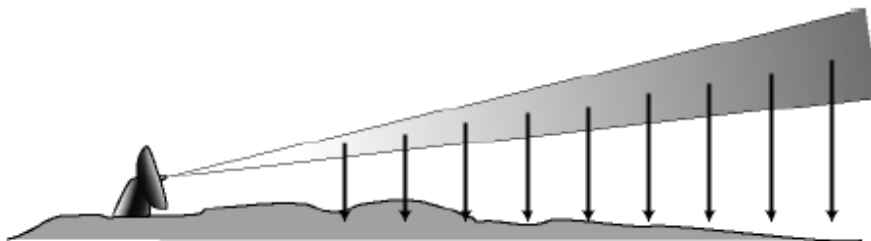
Fonte: Ryzhkov e Zrníc (2019).

2.5.2 Projeções e metodologias de visualização

De acordo com o avanço das pesquisas no decorrer dos anos, diversas técnicas de visualização de imagens e produtos de radares foram desenvolvidas e aprimoradas para melhor avaliação dos dados.

As projeções provindas dos radares são amplamente utilizadas em estudos para visualização de dados. O PPI (*Plan Position Indicator*) é um produto gerado a partir de uma varredura azimutal. Corresponde à refletividade registrada em cada uma das elevações, projetada no plano horizontal (Figura 2.8), o que produz apenas uma imagem bidimensional do retorno do radar (CAMARGO et al., 2018). Devido a curvatura da Terra e o ângulo de elevação, o qual é normalmente > 0 , a altura do feixe acima da superfície aumenta com a distância. Assim, os dados visualizados são de alturas diferentes, dependendo da distância. Em distâncias mais curtas e de baixa altitude, a imagem é sempre sobreposta por fortes ruídos.

Figura 2.8 - Projeção do PPI na horizontal.



Fonte: Camargo et al. (2018).

Apesar de ser amplamente utilizado para visualizar dados de elevações específicas, normalmente não é empregado para vincular assinaturas de radar polarimétricas em maiores altitudes, processos microfísicos associados e precipitação perto da superfície. Para este último, utiliza-se com frequência o RHI (*Range-Height Indicator*) (RYZHKOV et al., 2016), o qual é um escaneamento em varreduras verticais, para um azimute fixo. O RHI apresenta algumas limitações em relação a restrições de tempo, e quando o mesmo é construído a partir de PPIs em várias elevações, a qualidade e resolução vertical não são consideradas ideais quando se trata de radares polarimétricos. Porém, apesar de existirem algumas limitações, o escaneamento é bastante

aplicado, pois além de ser de simples execução, muitas vezes, dependendo do propósito de cada estudo, é suficiente para atender os objetivos. Por exemplo, Schrom et al. (2015) buscaram encontrar assinaturas de radar polarimétrico de zonas de crescimento dendrítico dentro das tempestades de inverno no Colorado - Estados Unidos através de dados do radar *Colorado State University–University of Chicago - Illinois State Water Survey* (CSU-CHILL) para tempestades de inverno. Para isso, realizaram análises através de scans RHI e projeções PPI para verificar o comportamento das variáveis polarimétricas Z_h , Z_{dr} e K_{dp} em diferentes camadas. Com isso, encontraram algumas assinaturas perto do nível de temperatura de $-15^\circ C$, favorecido pelo crescimento do cristal de gelo dendrítico. Dentre elas, foi encontrado que nessas regiões o K_{dp} em geral aumenta enquanto Z_{dr} diminui e Z_h aumenta em direção ao solo, sugerindo agregação. Além disso, os maiores valores de Z_{dr} ($\sim 3,5 - 5,5$ dB) foram observados durante períodos de significativo movimento ascendente de baixo nível, e também, as características convectivas observadas quando o movimento ascendente era mais fraco tiveram os maiores valores de K_{dp} ($> 1,5$ $^\circ km^{-1}$) e Z_h (> 20 dBZ).

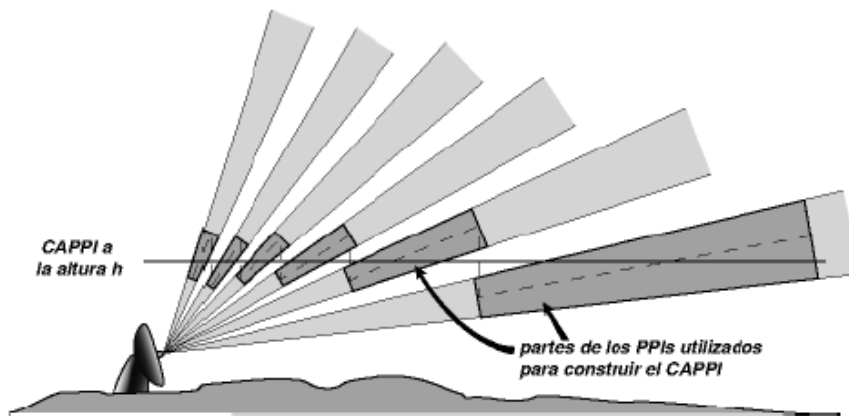
O CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) é outro produto do radar muito utilizado, tanto no desenvolvimento de estudos, quanto no monitoramento da atmosfera. É obtido de uma varredura volumétrica em coordenadas polares e convertido para coordenadas cartesianas, sendo corrigido pela curvatura da Terra. Representa a projeção em um plano horizontal dos dados contidos em uma altura constante sobre o radar (Figura 2.9).

Além das projeções anteriormente citadas, diferentes formas de representação das variáveis fornecidas pelos radares também são utilizadas, de forma que as mesmas auxiliam nas avaliações das estruturas e da microfísica das tempestades, sejam elas geradoras de qualquer evento (chuva, neve, granizo, etc).

Yuter e Houze (1995) utilizaram dados de radar na Florida durante o experimento *Convective Precipitation/Electrification* para elucidar os processos microfísicos e cinemáticos que ocorrem durante a transição de uma tempestade multicelular do estágio convectivo para o estratiforme. Uma técnica estatística chamada CFAD (*Contoured Frequency by Altitude Diagrams*) foi empregada para examinar a evolução das propriedades da variabilidade de pequena escala da refletividade, velocidade vertical e refletividade diferencial sobre toda a tempestade. O CFAD sumariza as informações da distribuição de frequência de uma variável A em um dado volume do radar, em um contorno único. Para obter essa curva, os dados são estratificados somente

pela altura e as localizações horizontais são ignoradas. A partir disso, a frequência da ocorrência de A em uma dada altura é obtida. De forma mais simples, o CFAD também pode ser entendido como um histograma de frequência bidimensional. A técnica também se mostrou útil em revelar aspectos da estrutura da tempestade que não são facilmente obtidos a partir do exame de seções transversais espaciais convencionais (YUTER; HOUZE, 1995). A Figura 2.10 mostra um exemplo da construção do diagrama de frequência utilizando dados de refletividade.

Figura 2.9 - Esquemática dos fragmentos de elevação usados para gerar uma imagem CAPPI.

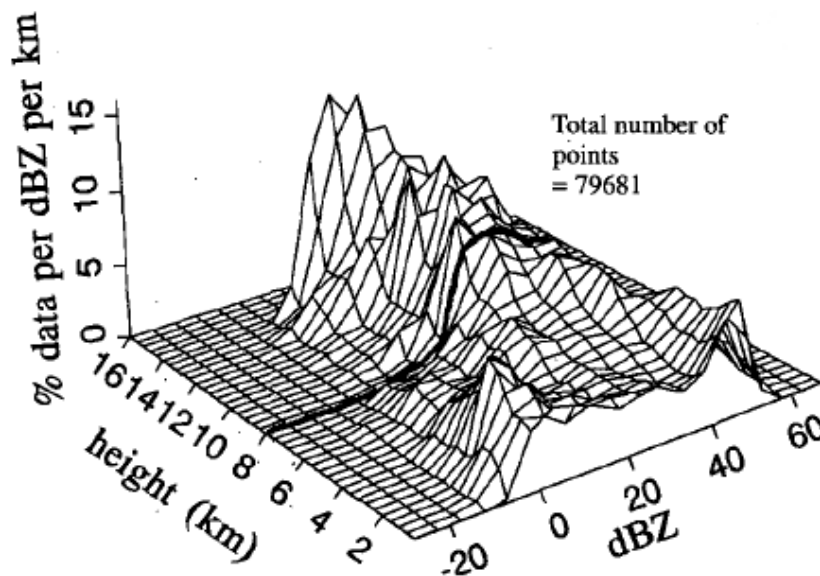


Fonte: Camargo et al. (2018).

No Brasil, Sperling (2018) avaliou processos físicos (microfísicos e elétricos) buscando diagnosticar a estrutura vertical da precipitação durante o ciclo de vida de tempestades de granizo que ocorreram na região Sul do país. Para isso, gerou CFADs com a variável refletividade do radar, obtendo a frequência da ocorrência da refletividade (de 0 a 100%) em cada nível de altura. Para a construção dos diagramas foram usados perfis de refletividade de uma amostra de 3x3 pixels (36 km^2) centralizada no máximo valor do conteúdo de água e gelo integrado na nuvem (VIL e VII, respectivamente), totalizando 9 perfis de refletividade para cada caso estudado. Como resultado, a Figura 2.11 mostra o CFAD do VIL para as 16 tempestades de granizo estudadas, de 30 minutos antes e 20 minutos após a ocorrência do granizo. A Figura 2.11d mostra um aumento da frequência dos valores de refletividade (60 a 65 dBZ) em 2 km de altura, o que está associado à precipitação do granizo em superfície. Além disso, foram observados outros dois máximos da frequência dos va-

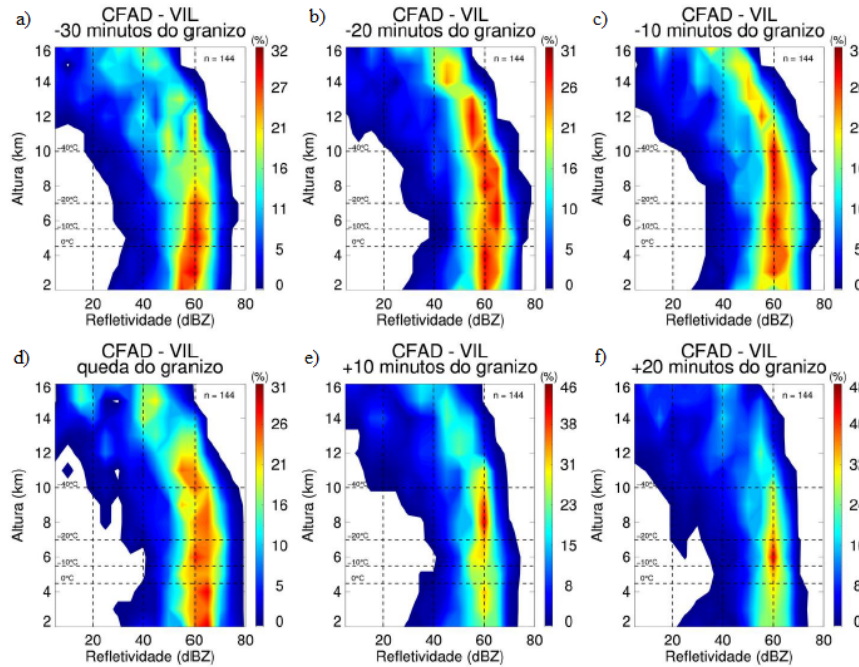
lores de refletividade. O primeiro, logo abaixo de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (entre $\sim 3,5$ e $4,5\text{ km}$), com valores em torno de 65 dBZ , associados ao derretimento dos cristais e das pedras de gelo. O outro máximo, entre $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, ainda indica a presença de pedras de granizo, mas com tamanhos menores em relação aos dois passos de tempo anteriores. Após o registro de granizo na superfície (Figura 2.11e) nota-se uma queda abrupta dos valores de refletividade dos perfis verticais analisados, sendo que de 2 a 7 km , a frequência observada é de $\sim 25\%$ para valores de 60 dBZ , indicado pelo autor como sendo precipitação em forma líquida. Já na altura entre 7 e 10 km , frequências entre 40 e 45% foram observadas para o mesmo valor de refletividade, sugerindo que os cristais de gelo que foram advectados pela intensa corrente ascendente para o topo das tempestades, começaram a cair dentro da nuvem, não havendo mais a atuação de um mecanismo físico que sustente os cristais de gelo suspensos (SPERLING, 2018). Por fim, a frequência máxima teve valores de refletividade em torno de 60 dBZ entre 7 e 10 km em +10 minutos (Figura 2.11e) e entre 5,5 e 7 km em +20 minutos (Figura 2.11f), o que evidencia a descida do ‘bolsão’ de gelo devido ao rápido enfraquecimento da corrente de ar ascendente (SPERLING, 2018).

Figura 2.10 - Esquemática da construção de um diagrama de frequência com valores de refletividade. A linha preta mais escura indica o histograma de uma determinada altura.



Fonte: Yuter e Houze (1995).

Figura 2.11 - CFAD (*Contour Frequency by Altitude Diagrams*) de 3x3 perfis verticais de refletividade do radar, centrado no pixel de maior valor de VIL a cada 10 minutos durante 1 hora do ciclo de vida das 16 tempestades de granizo estudadas.



Fonte: Adaptado de Sperling (2018).

Os diagramas de frequência podem ser gerados para quaisquer variáveis, o que possibilita sua utilização para realização de análises microfísicas de variáveis como a refletividade, mas também, aquelas fornecidas pelos radares polarimétricos.

No decorrer dos anos, outras metodologias foram desenvolvidas com o interesse de avaliar os processos microfísicos presentes nas nuvens. Um exemplo disso são os *Quasi-Vertical Profiles* (QVPs), que foram primeiramente utilizados por Kumjian et al. (2013), e posteriormente detalhados por Ryzhkov et al. (2016), os quais demonstram diversos benefícios. Os QVPs de variáveis polarimétricas surgiram como uma maneira simples, mas eficaz de processar e exibir dados de radar (TRÖMEL et al., 2017). A técnica consiste na geração de médias azimutais das variáveis polarimétricas em altas elevações da antena, sendo que os perfis QVPs são representados num formato de altura versus tempo. Os benefícios da técnica QVP incluem a capacidade de monitorar a evolução temporal dos processos microfísicos que regem a produção de precipitação com alta resolução vertical e de exibir ligações físicas

entre assinaturas polarimétricas no alto nas partes de gelo ou fase mista das nuvens, características polarimétricas da camada de derretimento e chuva resultante perto da superfície. Por ser uma técnica de simples aplicação, tornou-se bastante popular, sendo bastante utilizadas em trabalhos de investigação microfísica, como Kumjian e Lombardo (2017), Trömel et al. (2017), Tobin e Kumjian (2017), Griffin et al. (2018), Griffin et al. (2020). No entanto, como a metodologia calcula uma média entre todos os azimutes, quando se trata de precipitação horizontalmente heterogênea (que é o caso deste trabalho), a abordagem não é recomendada, pois incertezas estariam introduzidas nos perfis (RYZHKOV et al., 2016). Para corrigir tal fato, Murphy et al. (2020), introduziram uma técnica chamada *Columnar Vertical Profiles* (CVP), similar ao QVP, mas que seleciona uma determinada área centrada no ponto de interesse (tempestade) para a realização das médias. A técnica também apresenta grandes benefícios, como mostrado pelos próprios autores. No entanto, como os CVPs são gerados a partir de PPIs, o feixe do radar aumenta com a altura conforme a distância aumenta, necessitando de correções adicionais um pouco mais complexas para reduzir erros associados.

Como discutido, trabalhos relacionados à investigação microfísica tem se tornado de bastante interesse nos últimos anos, principalmente devido a utilização dos radares polarimétricos, e com ela, novas técnicas de avaliação e visualização surgiram. A utilização das mesmas varia de acordo com o interesse de cada pesquisa, mas independente da técnica utilizada, detalhes importantes presentes nas nuvens são revelados.

3 DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo são expostos os dados utilizados para a classificação de chuva intensa, para a realização das análises, e também, a metodologia utilizada para atender os objetivos.

3.1 Dados e área de estudo

Os dados utilizados para a seleção dos casos de chuva intensa são provenientes dos pluviômetros automáticos do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), com frequência de 1h, entre os anos de 2016 a 2020, totalizando 5 anos de dados. Dados CAPPI de nove radares polarimétricos banda S (2-4 GHz) são utilizados, pertencentes ao CEMADEN. Como a rede de radares polarimétricos abrange apenas algumas regiões do Brasil, radares de polarização simples (banda S) de outras duas agências são adicionados, sendo seis pertencentes ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) e quatro ao Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM). Dessa forma, este trabalho utiliza como área de estudo as áreas limitadas pelo alcance dos radares, que são distribuídos por todas as regiões do Brasil (Figura 3.1). Os dados referentes a cada radar são fornecidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). A Tabela 3.1 apresenta os 19 radares que são utilizados para realização das análises neste estudo.

3.2 Seleção dos casos

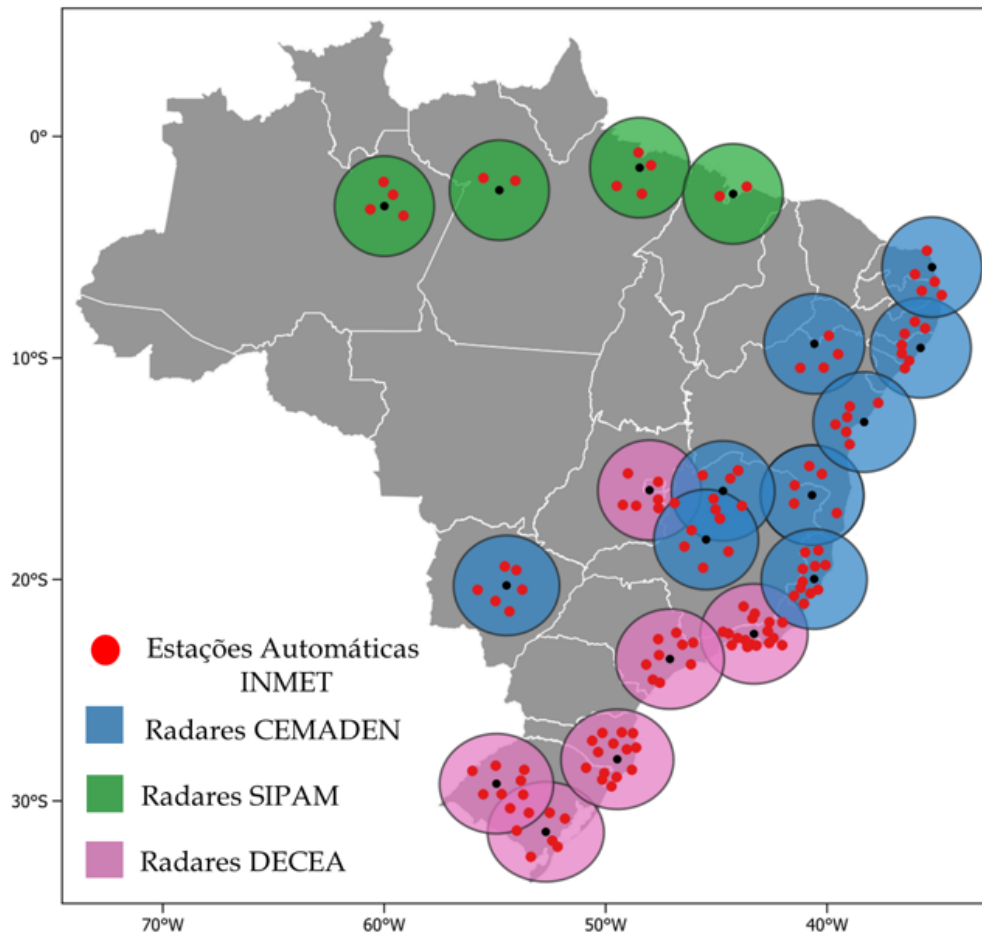
3.2.1 Estações

Para a seleção dos casos de chuva intensa, primeiramente, faz-se aplicação de um filtro para selecionar as estações do INMET que estão localizadas dentro dos domínios dos radares. Para isso, utiliza-se a fórmula Haversine (Equação 3.1), a qual calcula a distância entre dois pontos numa esfera através de suas coordenadas geográficas.

$$D = 2 R \arcsin \sqrt{\sin^2 \left(\frac{\phi_2 - \phi_1}{2} \right) + \cos(\phi_1) \cos(\phi_2) \sin^2 \left(\frac{\lambda_{lon,2} - \lambda_{lon,1}}{2} \right)} \quad (3.1)$$

em que D é a distância em km, R é o raio da Terra, ϕ é a latitude e λ_{lon} a longitude.

Figura 3.1 - Distribuição espacial dos radares do CEMADEN, DECEA e SIPAM no território brasileiro, com as estações do INMET selecionadas para o estudo.



Fonte: Produção da autora.

A partir do cálculo da distância entre a localização das estações do INMET e os pontos centrais dos radares, obtém-se as estações existentes dentro da área de cobertura de cada radar. Além disso, as estações necessitam estar localizadas dentro de um intervalo de distância do centro dos mesmos (definido posteriormente). Esse detalhe precisa ser levado em consideração, pois se a estação está muito próxima do radar, é afetada pelo cone cego (região em que não há dados), o que impede a análise dos eventos. Ademais, conforme a distância aumenta, o feixe emitido pelo radar se torna mais alto devido à inclinação da antena e ao efeito de curvatura da terra. Se a distância for muito grande, a elevação mais baixa do radar pode estar observando apenas informações de partes superiores da nuvem, ignorando às inferiores, o que também prejudica as análises. Dessa forma, define-se um intervalo de distância para

que a ocorrência desses erros seja minimizada. Ressalta-se que tal limitação é necessária, pois o intuito deste trabalho é avaliar o perfil vertical completo das nuvens, e não somente a chuva próxima a superfície. Caso esse último fosse o objetivo, os limiares utilizados seriam diferentes (menores).

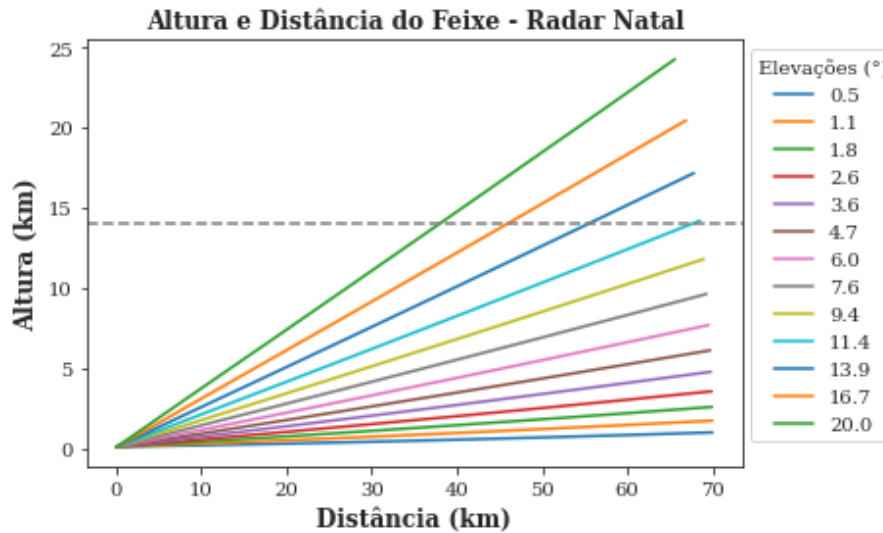
Tabela 3.1 - Radares banda S do CEMADEN, DECEA e SIPAM utilizados para as análises.

Radar/ OP	UF	Tipo	Frequência
Almenara/ CEMADEN	MG	Polarização dupla	10 min
Jaraguari/ CEMADEN	MS	Polarização dupla	12 min
Maceio/ CEMADEN	AL	Polarização dupla	10 min
Natal/ CEMADEN	RN	Polarização dupla	10 min
Petrolina/ CEMADEN	PE	Polarização dupla	10 min
Salvador/ CEMADEN	BA	Polarização dupla	10 min
Santa Tereza/ CEMADEN	ES	Polarização dupla	10 min
São Francisco/ CEMADEN	MG	Polarização dupla	10 min
Três Marias/ CEMADEN	MG	Polarização dupla	10 min
Canguçu/ DECEA	RS	Polarização simples	10 min
Gama/ DECEA	GO	Polarização simples	10 min
Morro da Igreja/ DECEA	SC	Polarização simples	10 min
Pico do Couto/ DECEA	RJ	Polarização simples	10 min
Santiago/ DECEA	RS	Polarização simples	12 min
São Roque/ DECEA	SP	Polarização simples	10 min
Manaus/ SIPAM	AM	Polarização simples	12 min
Santarém/ SIPAM	PA	Polarização simples	12 min
São Luiz/ SIPAM	MA	Polarização simples	12 min
Belém/ SIPAM	PA	Polarização simples	12 min

O limiar superior, foi estabelecido baseado no trabalho de [Queiroz \(2009\)](#), em que seleciona-se o limite de 150 km do ponto central do radar para obter dados mais precisos e evitar os problemas anteriormente citados. Para o limite inferior, calcula-se a altura e distância do feixe de acordo com as elevações de cada radar utilizado neste trabalho. Para exemplificar, a Figura 3.2 mostra todas as elevações do radar de Natal, localizado na região Nordeste. Para sua elevação mais alta (em verde - 20°), observa-se que para uma altura de 14 km, a distância correspondente é de aproximadamente 40 km. A região entre 0 e ~ 40 km, encontra-se dentro do cone cego do radar, e portanto, não pode ser utilizada. Depois de realizar o mesmo procedimento para os demais radares, verifica-se que a partir de uma distância de 50 km, todos se encontram fora dos limites do cone cego (não mostrado). Dessa forma, utilizam-se

os limiares entre 50 e 150 km para filtrar as estações. As estações do INMET que obedecem os limiares estabelecidos, são mostradas na Figura 3.1.

Figura 3.2 - Altura e distância do feixe do radar de Natal/RN de acordo com cada angulo de elevação. A linha pontilhada indica a altura máxima a qual as projeções são geradas.



Fonte: Produção da autora.

3.2.2 Chuva intensa

Como discutido anteriormente, diversas metodologias são utilizadas para a classificação de chuva intensa, cada uma visando diferentes objetivos. Quando os objetivos estão relacionados à diferenciação de chuva intensa entre diferentes regiões, a técnica dos percentis é frequentemente utilizada. No entanto, muitas vezes a chuva intensa é correlacionada aos danos e transtornos causados por tais eventos. Quando o objetivo está relacionado a inclusão desse tipo de correlações, é preciso ter ciência que outras variáveis precisam ser consideradas além do resultado do percentil. Por exemplo, se certa taxa de chuva é considerada alta pelo percentil, mas atingir uma área de floresta ou uma cidade em que a drenagem e vazão da água são eficientes, a chance de causar algum dano é reduzida. Neste estudo, como o objetivo está relacionado mais a capacidade de uma nuvem gerar chuva de alta intensidade do que diferenciar extremos entre regiões e correlacionar com danos em superfície, seleciona-se um limiar fixo de 40 mm/h para selecionar os casos. Esse limiar foi selecionado de forma subjetiva, considerando que se uma nuvem é capaz de gerar essa quantidade de chuva em apenas 1 hora, é considerada de alta intensidade, independente da região onde

ela ocorra.

Neste trabalho consideram-se "casos" todos os horários encontrados que registraram chuva acima do limiar estabelecido, e "eventos" todos os casos que registraram o acumulado em horário isolado, ou com um intervalo máximo de 2h entre os registros.

A partir das condições estabelecidas, foram selecionados 385 casos de chuva intensa, distribuídos pela área de estudo. No entanto, antes de chegar no número final dos eventos efetivamente analisados, algumas verificações e validações foram necessárias, as quais são discutidas nas seções seguintes.

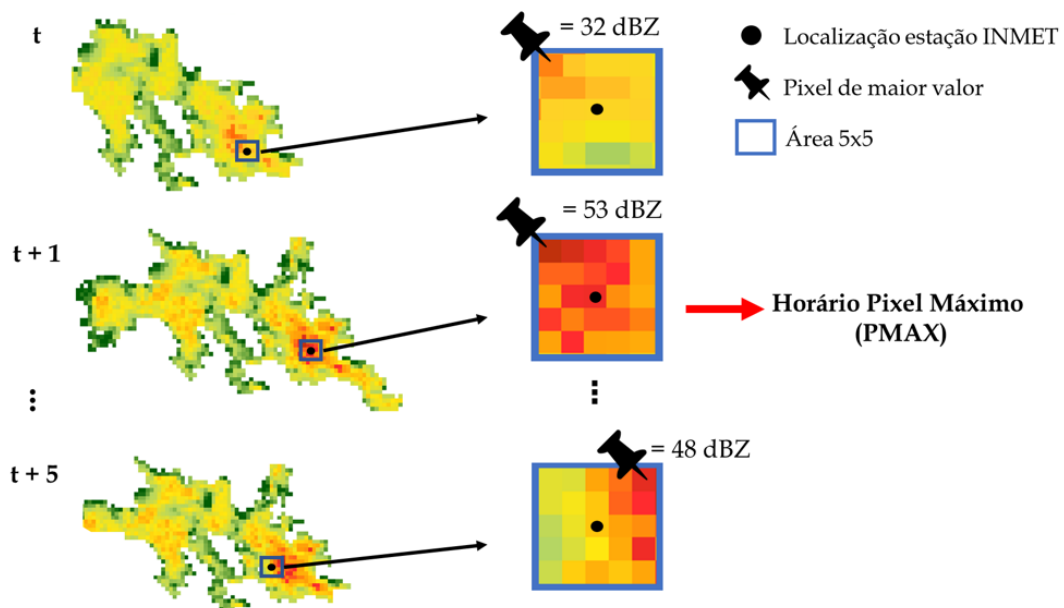
3.3 Validação dos casos

Para validar os casos pré-selecionados, primeiramente, necessita-se avaliar os casos em relação aos registros de chuva das estações do INMET. Para isso, utilizam-se os dados dos radares. A metodologia de validação consiste em verificar se para o horário de registro da chuva na estação, o radar identificava chuva no mesmo local. A Figura 3.3 exemplifica o processo de validação. Primeiramente, cria-se uma área de 5x5 km centralizada na localização da estação. Essa área é equivalente a 25 km² uma vez que a resolução horizontal da grade interpolada a partir dos dados dos radares é de 1 km. Feito isso, realiza-se uma variação temporal de 1 hora com os dados dos radares para identificar se os mesmos indicavam chuva no local. Esse período foi selecionado devido à maneira que o dado acumulado é armazenado em relação ao horário. Por exemplo, se uma estação do INMET registrou um acumulado de 30 mm às 21 UTC, significa que a chuva ocorreu entre 20 e 21 UTC. Como não se sabe o momento exato que a chuva ocorreu dentro dessa 1h, analisa-se todo o período. Como os radares possuem frequência de 10 ou 12 min, são avaliadas 6 ou 5 imagens dentro do período, respectivamente ($t+5$ ou $t+4$, Figura 3.3). Se em algum horário dentro do período analisado, algum pixel da área 5x5 registrou refletividade maior ou igual a 40 dbZ, o caso permanece selecionado e passa para as demais verificações. Além disso, dentre todos os horários analisados ao longo da hora, aquele que registrou o pixel de maior valor de refletividade na área de 5x5 km sobre a estação, considera-se como o horário de registro do pixel máximo (de maior valor), daqui em diante chamado de PMAX. Essa metodologia da área centralizada na estação é selecionada em razão de que pode existir algum deslocamento entre o ponto exato da estação e a informação do radar, devido à curvatura da Terra.

Após a etapa de validação dos acumulados de chuva, 196 casos foram excluídos, por motivos de não atingirem o limiar de refletividade estabelecido, ou por apresentarem

dados de radar faltantes dentro do período analisado. Os casos que possuíam dados faltantes foram excluídos, principalmente, devido à frequência dos dados dos radares. Como as mesmas variam de 10 a 12 minutos, se um dado estiver faltando, uma lacuna de 20 minutos sem dado é observada, o que prejudica de forma significativa as análises realizadas.

Figura 3.3 - Exemplificação da seleção da área 5x5 centralizada na localização da estação para validação dos casos.



Fonte: Produção da autora.

3.4 Estrutura vertical e processos microfísicos

Os dados dos radares utilizados foram disponibilizados pelo INPE em formato HDF5 e vol. Para facilitar a manipulação e visualização, os mesmos foram convertidos para coordenadas cartesianas, utilizando a projeção CAPPI de 2 a 16 km, através da biblioteca *TRMM Radar Software Library* (RSL) e salvos em formato NetCDF.

No intuito de comparar os eventos que ocorrem em diferentes regiões do Brasil, as análises da estrutura vertical das tempestades são realizadas agrupando os dados pertencentes a uma mesma região, através da metodologia CFAD, anteriormente abordada na Seção 2.5.2, e do cálculo do VIL e VII, discutidos com maiores detalhes nas seções seguintes. Devido ao fato dos radares de dupla polarização fornecerem

variáveis adicionais em comparação aos radares de polarização simples, as análises que englobam as regiões do Brasil como um todo são limitadas à variável refletividade, por ser a variável em comum entre os radares convencionais e polarimétricos. No entanto, para avaliar a microfísica das tempestades com mais detalhes, 4 estudos de caso são adicionados. A seguir, são explicados detalhadamente as metodologias e processos utilizados para desenvolvimento de cada análise separadamente.

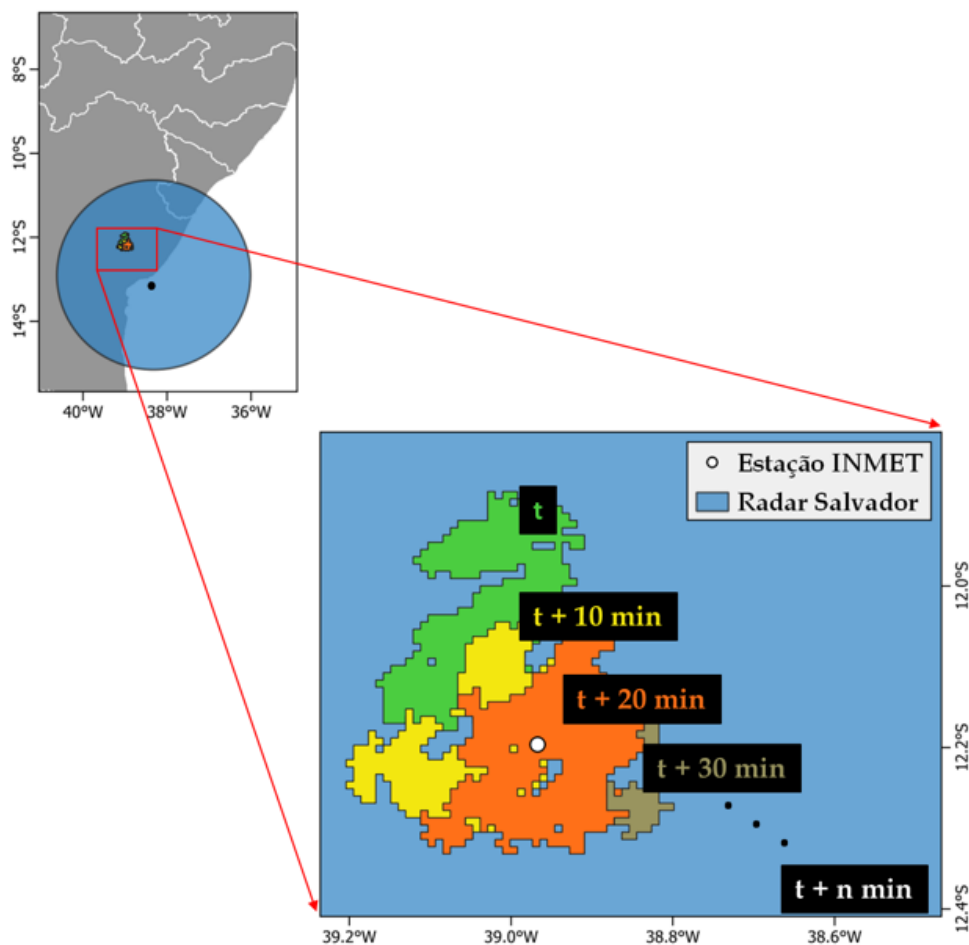
3.4.1 Rastreo

O primeiro passo para o desenvolvimento das análises foi rastrear os casos pré-selecionados e validados. Para isso, utiliza-se o software TATHU (*Tracking and Analysis of Thunderstorms*), disponibilizado e usado operacionalmente pelo INPE. O TATHU é um programa desenvolvido na linguagem Python para rastreamento de sistemas convectivos, inicialmente utilizando dados de satélites e/ou radares meteorológicos. O módulo de radar utiliza dados de refletividade (no caso deste trabalho o CAPPI 3 km) para rastrear núcleos de tempestades em função do tempo. A partir de um limiar de 35 dBZ (CECCHINI et al., 2020) estabelecido, o qual pode ser modificado de acordo com o objetivo de cada pesquisa, o TATHU cria um contorno ao redor dos núcleos que apresentam refletividade igual ou maior que o limiar escolhido. Adicionando uma série temporal de dados dos radares, o TATHU reconhece os núcleos em cada dado, e portanto, torna-se possível obter o deslocamento da tempestade em função do tempo. Em situações em que ocorre uma divisão do núcleo rastreado, o TATHU segue o que apresentar maior intensidade. Além disso, para cada núcleo rastreado, um código específico é criado. Quando se varia o tempo, o programa reconhece o mesmo núcleo da imagem anterior e o código será o mesmo em cada tempo. Dessa forma, a partir da identificação do código da tempestade em questão, obtém-se o rastreo do evento específico responsável por gerar cada evento de chuva intensa.

O intuito das análises é avaliar a evolução das nuvens em instantes anteriores e posteriores à ocorrência da chuva. Como os registros de chuva intensa são dados horários, o mesmo compreende a chuva ocorrida durante a hora anterior. Por exemplo, se a estação registrou chuva $> 40 \text{ mm}$ às 18 UTC, significa que a mesma ocorreu entre 17 e 18 UTC. Como se deseja avaliar os instantes anteriores e posteriores, foi selecionado como a série temporal adicionada ao TATHU, o período de 2 horas antes e 1 hora depois ao horário de registro de cada caso. Dessa forma, o tempo de vida das nuvens fica limitado dentro deste intervalo.

Com a informação da posição de cada estação no INMET, foi possível localizar qual núcleo, rastreado pelo TATHU, foi responsável pela geração do evento de chuva intensa. Feito isso, extrai-se o arquivo georreferenciado em formato shapefile do contorno do núcleo para cada passo de tempo do ciclo de vida da nuvem, para todos os casos selecionados (Figura 3.4).

Figura 3.4 - Exemplificação do rastreo realizado para um caso ocorrido no município de Feira de Santana - BA, o qual é coberto pelo radar de Salvador. As cores indicam o shapefile extraído em cada passo de tempo da tempestade em questão.



Fonte: Produção da autora.

3.4.2 VIL e VII

Os radares de polarização simples são limitados em relação ao número de variáveis em comparação aos radares polarimétricos. Porém, o Brasil ainda possui uma rede

pequena de radares polarimétricos em relação aos convencionais, o que motiva a utilização dos mesmos neste estudo. Como dois tipos de radares são utilizados, diferentes metodologias são empregadas para o cálculo do conteúdo de água e gelo presentes na nuvem, as quais são expostas a seguir.

Para os radares de polarização simples, calcula-se o conteúdo de água líquida integrada VIL com base em [Greene e Clark \(1972\)](#). O VIL é uma relação entre o conteúdo de água em estado líquido e a refletividade do radar, e é calculado ao longo da coluna vertical, através da Equação 3.2:

$$VIL(Z) = 3,4 \times 10^{-6} \int_{h_{base}}^{h_{topo}} Z^{4/7} \cdot dh \quad [kg/m^2] \quad (3.2)$$

em que, Z é o fator de refletividade (mm^6m^{-3}), h_{base} e h_{topo} são, respectivamente, a altura (metros) da base e do topo da coluna de precipitação (i.e., $Z \geq 0$ dBZ).

O VII (*Vertically Integrated Ice*), como abordado em [Carey e Rutledge \(2000\)](#), é calculado através da Equação:

$$VII(Z) = 6,07 \times 10^{-3} \int_{h_{-10^\circ C}}^{h_{-40^\circ C}} Z^{4/7} \cdot dh \quad [kg/m^2] \quad (3.3)$$

em que, Z é o fator de refletividade (mm^6m^{-3}), $h_{-10^\circ C}$ e $h_{-40^\circ C}$ são as alturas das isotermas de $-10^\circ C$ e $-40^\circ C$, respectivamente, as quais são obtidas a partir das sondagens mais próximas à localização de cada radar. A integração vertical é limitada à camada termodinâmica entre -10 e $-40^\circ C$, que é a camada de crescimento do graupel/gelo dentro de uma tempestade ([SPERLING, 2018](#)).

Como já discutido anteriormente, cálculos relacionados ao conteúdo de água utilizando as relações clássicas podem acarretar em alguns erros. No caso dos radares polarimétricos, diferentes equações utilizando as variáveis polarimétricas são usadas, sendo que diversos estudos comprovam a melhor eficiência de tais equações quando comparadas às relações clássicas (Ver Seção 2.4). Logo, neste trabalho, para os casos que são cobertos por radares polarimétricos, calcula-se o VIL através da integração do LWC (*Liquid Water Content*) ([RYZHKOV; ZRNIC, 2019](#)) desde a base até a altura da isoterma de $0^\circ C$.

$$VIL(K_{dp}) = \int_0^h 2,25K_{dp}^{0,723} \cdot dh \quad (3.4)$$

De forma similar, calcula-se o conteúdo de gelo (*Ice Water Content* - IWC) para os casos cobertos por radares polarimétricos baseado em Bukovčić et al. (2018). Logo, calcula-se o VII pela Equação 3.5:

$$VII(K_{dp}, Z) = \int_{h_{-10^{\circ}C}}^{h_{-40^{\circ}C}} 0,71K_{dp}^{0,65} Z^{0,28} \cdot dh \quad (3.5)$$

As integrações de VIL em ambas as equações foram realizadas até a altura mais próxima à isoterma de $0^{\circ}C$ (obtida pela sondagem mais próxima de cada radar). Como a altura máxima da coluna estará abaixo da altura de congelamento, somente água líquida é considerada, evitando contribuições de possíveis partículas de gelo, como discutido em Cecchini et al. (2020). Os valores VIL e VII encontrados, foram espacializados e salvos separadamente do dado original, em formato NetCDF, para cada horário do período selecionado. Para visualização e realização das análises, os mesmos são expostos em formato de *boxplot*, o que permite avaliar diferentes estatísticas em relação aos dados encontrados.

3.4.3 CFADs

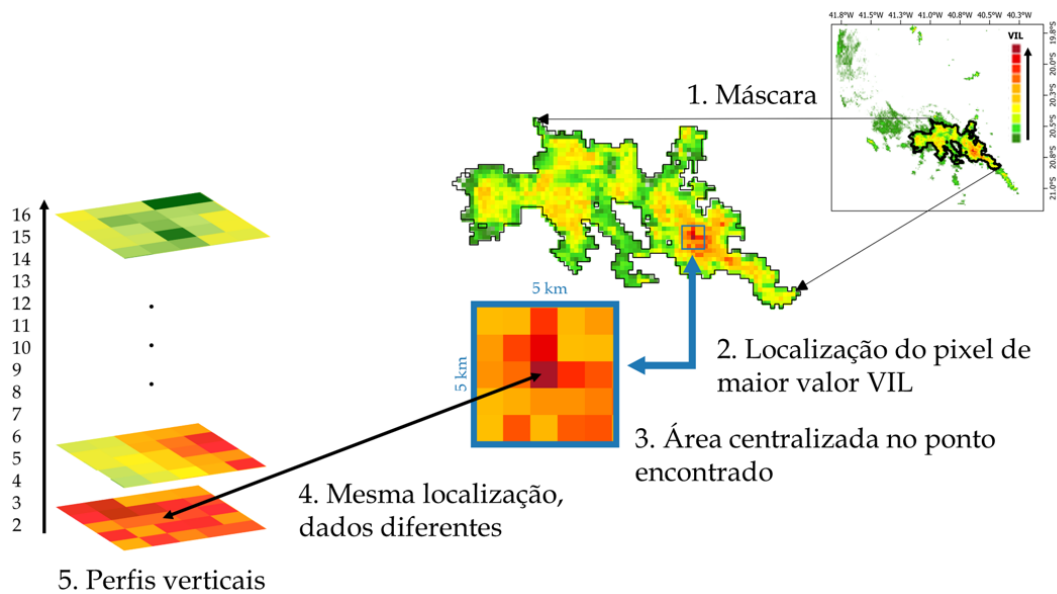
Através da metodologia proposta por Yuter e Houze (1995) e discutida na Seção 2.5.2, analisa-se a estrutura das nuvens geradoras de chuva intensa. O período selecionado para esta análise foi o mesmo adotado por Sperling (2018). No caso do autor, o mesmo utilizou o instante em que houve ocorrência de granizo em superfície como referência, e analisou 30 minutos antes deste instante, e 20 minutos depois, totalizando 1 hora de evento. Para o caso deste estudo, o período de referência utilizado é o PMAX. No entanto, ressalta-se que a ocorrência da precipitação da chuva em si, pode ter ocorrido em diferentes instantes dentro do período analisado, diferente da ocorrência de granizo, o qual possui um instante específico no qual houve registro do início de sua precipitação.

Esta fase do estudo foi a última associada a verificação/exclusão dos casos. Após a seleção do PMAX e do período de tempo selecionado para análise, verificaram-se dados faltantes no período, e casos que não possuíam duração suficiente para análise, resultando na exclusão de diversos casos, e chegando, finalmente, ao número total de eventos selecionados.

Os CFADs são criados de maneira similar a metodologia de validação, mas alguns passos anteriores são efetuados. O processo é exemplificado na Figura 3.5. Primeiramente, cria-se uma máscara nos dados VIL utilizando os shapefiles do contorno das

tempestades, extraídos do rastreador. Feito isso, localiza-se o ponto (pixel) de maior valor VIL dentro da tempestade e cria-se uma área 5x5 km centralizada neste ponto. Nesta fase, a localização (lat/lon) desse ponto de maior valor VIL é guardada. Em seguida, utiliza-se no passo 4, o dado da variável desejada para construir o CFAD (pode ser qualquer variável do radar, no caso deste estudo foi utilizada refletividade), e adiciona-se a área 5x5 criada, na mesma localização (latlon) do ponto de maior VIL anteriormente guardado. Por fim, extrai-se a coluna vertical, variando o dado em relação a altura (de 2 a 16 km), como exemplificado no passo 5 da Figura 3.5. Esse processo é realizado para cada passo de tempo selecionado (de 30 minutos antes do PMAX, até 20 minutos após). O CFAD é uma metodologia que avalia a frequência de um determinado valor, para uma altura específica. Assim, como a área criada foi de 5x5 km, 25 pontos de refletividade foram adquiridos para cada altura, e portanto, 25 perfis verticais são obtidos para cada evento.

Figura 3.5 - Procedimento realizado para construção dos CFADs.



Fonte: Produção da autora.

Como o objetivo é avaliar a estrutura das tempestades que ocorreram numa mesma região, o CFAD é construído agrupando todos os eventos daquela localidade. Por exemplo, 17 eventos foram selecionados na região Sul. Como para cada evento são extraídos 25 perfis verticais, $17 \times 25 = 425$, e portanto, o CFAD da região Sul é construído com 425 perfis verticais.

3.5 Estudos de caso

De forma a realizar uma avaliação específica em relação a microfísica dos eventos selecionados, 3 estudos de caso são apresentados. Os eventos selecionados ocorreram nos municípios de Nova Alvorada do Sul (MS), Feira de Santana (BA) e Alfredo Chaves (ES), e são cobertos pelos radares polarimétricos de Jaraguari, Salvador e Santa Teresa, respectivamente. Os mesmos foram selecionados a fim de estudar casos em diferentes localidades. Como são analisadas variáveis polarimétricas para avaliar a microfísica dos eventos, as regiões cobertas apenas por radares convencionais (Sul e Norte) não são incluídas nesta Seção. Para avaliar a estrutura microfísica dos eventos, realizam-se cortes verticais utilizando as variáveis Refletividade Diferencial (Z_{DR}), Fase Diferencial Específica (K_{DP}) e Correlação Copolar (ρ_{HV}), todas discutidas anteriormente na revisão bibliográfica. O período de tempo analisado é o mesmo utilizado para a geração dos CFADs, em que a partir do período de referência (P_{MAX}), analisam-se 30 minutos antes e 20 minutos depois, totalizando 1 hora de evento.

Além disso, um quarto estudo de caso é apresentado, no qual realiza-se uma análise microfísica de eventos que ocorreram na região Sudeste do Brasil. Esse último estudo de caso foi adicionado no intuito de agregar mais informação sobre o tema, e para mostrar as diversas possibilidades de análises que futuramente podem ser realizadas, uma vez que o estudo de eventos de chuva intensa em curtíssimo prazo não é suficientemente explorado no país. Nesse estudo, calculam-se os CFADs das variáveis refletividade e Z_{DR} , e também, o ciclo de vida VIL e VII do pixel mais intenso de cada evento selecionado. Todos os cálculos seguem a mesma metodologia já discutida neste capítulo.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este capítulo apresenta os resultados obtidos em relação às análises realizadas para as regiões do país como um todo, quanto para os estudos de caso. Além disso, os resultados são comparados e discutidos com a literatura.

4.1 Eventos

Após a realização de todas as etapas de verificação e validação, 83 eventos foram selecionados, os quais são descritos na Tabela 4.1, separados por região. Os detalhes de cada evento estão descritos na Tabela 4.2.

Tabela 4.1 - Número de eventos selecionados por região.

Região	Número de Eventos
Sul	17
Sudeste	29
Centro-Oeste	14
Norte	15
Nordeste	08

4.2 Regiões

A seguir, apresentam-se os resultados obtidos a partir do cálculo do conteúdo de água (VIL), conteúdo de gelo (VII) e CFADs para os eventos selecionados. As análises são realizadas a partir das diferenças obtidas entre os eventos selecionados numa mesma região, comparando-as com as demais regiões do país. Destaca-se que essa separação por região é apenas uma maneira de agrupar as informações, considerando que os locais contidos dentro de uma mesma região possuem características semelhantes (mas não iguais) em relação ao clima e aos eventos meteorológicos que normalmente a influenciam. Além disso, é preciso considerar que diversos fatores exercem influência nestes resultados, tal como orografia, a qual está relacionada à estrutura e evolução de tempestades (MARKOWSKI; DOTZEK, 2011; HOUZE, 2012), o tipo de convecção, sistema responsável por gerar a precipitação, entre outros. No entanto, destaca-se que apesar desses fatores influenciarem os resultados, o objetivo do estudo é exatamente este, verificar se existe algum padrão no comportamento das variáveis analisadas, não considerando nenhum tipo de diferenciação entre os eventos, apenas assumindo que foram geradores de chuva intensa.

Tabela 4.2 - Eventos de chuva intensa selecionados para o estudo.

Estações	UF	Região	Radar	Precipitação (mm)	Data	Hora (Registro na estação)	Refletividade P _{MAX}	Hora P _{MAX}
CAMETA	PA	N	Belém	46	08/03/2016	02:00	54,34	01:24
AUTAZES	AM	N	Manaus	52,2	09/11/2019	19:00	46,93	18:12
PRESIDENTE FIGUEIREDO	AM	N	Manaus	42,4	19/01/2019	20:00	50,33	19:24
PRESIDENTE FIGUEIREDO	AM	N	Manaus	52	21/03/2019	22:00	54,34	21:36
PRESIDENTE FIGUEIREDO	AM	N	Manaus	43,4	06/08/2019	22:00	46,31	21:12
AUTAZES	AM	N	Manaus	45,8	08/04/2018	03:00	46,43	02:12
MANACAPURU	AM	N	Manaus	41,8	17/01/2017	14:00	55,34	13:36
PRESIDENTE FIGUEIREDO	AM	N	Manaus	50,6	19/09/2017	18:00	56,85	17:24
MANACAPURU	AM	N	Manaus	49	15/12/2016	21:00	57,47	20:24
MONTE ALEGRE	PA	N	Santarém	53	18/02/2019	06:00	40,79	05:24
MONTE ALEGRE	PA	N	Santarém	58,4	28/03/2016	04:00	43,79	03:24
MONTE ALEGRE	PA	N	Santarém	76,2	02/05/2016	11:00	43,55	10:12

Tabela 4.2 – *Continuação.*

MONTE ALEGRE	PA	N	Santarém	43,4	10/09/2016	07:00	43,04	06:24
MONTE ALEGRE	PA	N	Santarém	52	15/12/2016	03:00	47,56	02:48
MONTE ALEGRE	PA	N	Santarém	69,4	19/12/2016	22:00	41,42	21:48
ITAPETINGA	BA	NE	Almenara	68,4	06/01/2020	21:00	42,25	20:40
JOAO PESSOA	PB	NE	Natal	45	23/05/2020	03:00	48,25	03:00
JOAO PESSOA	PB	NE	Natal	41,8	01/04/2019	11:00	44,63	10:50
SENHOR DO BONFIM	BA	NE	Petrolina	48,4	31/12/2019	05:00	49,38	04:30
DELFINO	BA	NE	Petrolina	44,2	09/12/2018	08:00	45,38	07:50
FEIRA DE SANTANA	BA	NE	Salvador	52,8	23/01/2020	21:00	50,13	20:30
FEIRA DE SANTANA	BA	NE	Salvador	58,8	06/03/2020	13:00	46,88	12:00
FEIRA DE SANTANA	MA	NE	São Luiz	42,6	14/03/2018	13:00	41,29	12:00

Tabela 4.2 – *Continuação.*

AGUAS EMENDADAS	DF	CO	Gama	42,4	03/01/2020	02:00	44,05	01:20
CRISTALINA	GO	CO	Gama	40,4	23/10/2020	03:00	42,17	02:10
AGUAS EMENDADAS	DF	CO	Gama	49	19/11/2019	19:00	58,10	18:50
AGUAS EMENDADAS	DF	CO	Gama	56	21/11/2019	20:00	53,46	19:20
AGUAS EMENDADAS	DF	CO	Gama	44,4	05/12/2019	03:00	43,93	02:40
CRISTALINA	GO	CO	Gama	40,8	22/03/2019	23:00	43,80	22:10
GOIANIA	GO	CO	Gama	45,4	05/12/2018	21:00	42,29	20:40
SILVANIA	GO	CO	Gama	44,6	03/11/2018	18:00	45,56	17:40
CRISTALINA	GO	CO	Gama	40,8	07/11/2017	23:00	47,94	22:20
NOVA ALVORADA DO SUL	MS	CO	Jaraguari	46,4	05/02/2020	18:00	51,75	17:24
AQUIDAUANA	MS	CO	Jaraguari	45,8	31/12/2019	16:00	53,75	15:42
SAO GABRIEL DO OESTE	MS	CO	Jaraguari	43,8	15/03/2019	16:00	52,38	15:24
CAMAPUA	MS	CO	Jaraguari	42,6	19/01/2019	21:00	56,00	20:00
CAMAPUA	MS	CO	Jaraguari	45	29/11/2018	21:00	54,50	20:42
JUIZ DE FORA	MG	SE	Pico do Couto	51,4	22/12/2020	16:00	58,11	15:50

Tabela 4.2 – *Continuação.*

RIO CLARO	RJ	SE	Pico do Couto	48,6	18/05/2019	20:00	46,43	19:10
SANTA MARIA MADALENA	RJ	SE	Pico do Couto	54,4	09/11/2019	23:00	45,93	22:30
FORTE DE COPACABANA	RJ	SE	Pico do Couto	71,6	08/04/2019	22:00	47,06	21:20
FORTE DE COPACABANA	RJ	SE	Pico do Couto	52,6	09/04/2019	01:00	45,06	00:50
JUIZ DE FORA	MG	SE	Pico do Couto	55,8	24/12/2018	20:00	45,30	19:10
ECOLOGIA AGRICOLA	RJ	SE	Pico do Couto	55,8	26/11/2018	03:00	49,82	02:40
NOVA FRIBURGO	RJ	SE	Pico do Couto	58,8	21/12/2018	15:00	49,07	14:30
ARRAIAL DO CABO	RJ	SE	Pico do Couto	45,2	15/11/2016	23:00	49,82	22:50
NOVA FRIBURGO	RJ	SE	Pico do Couto	52,6	07/02/2016	19:00	44,56	18:30
FORTE DE COPACABANA	RJ	SE	Pico do Couto	60,8	12/03/2016	23:00	48,94	22:40
ALFREDO CHAVES	ES	SE	Santa Tereza	51,6	18/01/2020	01:00	46,25	00:00
MARILANDIA	ES	SE	Santa Tereza	52,6	02/03/2020	04:00	42,25	03:10

Tabela 4.2 – *Continuação.*

VILA VELHA	ES	SE	Santa Tereza	51	02/03/2020	05:00	50,13	04:10
PIRAPORA	MG	SE	São Francisco	72	05/03/2020	23:00	51,88	22:30
PIRAPORA	MG	SE	São Francisco	40,4	08/12/2019	19:00	48,88	18:30
CHAPADA GAUCHA	MG	SE	São Francisco	43,2	26/01/2019	05:00	49,38	04:50
MONTES CLAROS	MG	SE	São Francisco	53,8	31/12/2018	04:00	49,38	03:30
MONTALVANIA	MG	SE	São Francisco	41,6	02/11/2018	17:00	40,88	17:00
IGUAPE	SP	SE	São Roque	79,4	22/02/2020	04:00	43,80	03:10
BERTIOGA	SP	SE	São Roque	47	06/04/2019	20:00	56,97	19:10
BERTIOGA	SP	SE	São Roque	51,2	13/03/2018	10:00	50,70	09:40
SÃO PAULO MIRANTE	SP	SE	São Roque	64,6	16/01/2017	02:00	48,19	01:50
BERTIOGA	SP	SE	São Roque	70,6	17/03/2017	21:00	51,58	20:00
MONTE VERDE	MG	SE	São Roque	49,8	08/02/2016	21:00	56,72	20:10
JOÃO PINHEIRO	MG	SE	Três Marias	61,8	23/01/2020	23:00	50,13	22:10
CURVELO	MG	SE	Três Marias	48,8	03/12/2019	01:00	47,25	00:50
JOÃO PINHEIRO	MG	SE	Três Marias	43,2	24/12/2019	05:00	50,25	04:10
PATOS DE MINAS	MG	SE	Três Marias	44,8	03/12/2019	21:00	50,88	20:00

Tabela 4.2 – *Continuação.*

SAO VICENTE DO SUL	RS	S	Santiago	46,8	12/05/2020	08:00	49,32	07:40
SAO VICENTE DO SUL	RS	S	Santiago	54,6	14/01/2020	23:00	52,71	22:30
SAO LUIZ GONZAGA	RS	S	Santiago	43,4	27/05/2019	18:00	58,35	17:40
SANTA MARIA	RS	S	Santiago	42,4	12/03/2017	07:00	43,04	06:30
SAO VICENTE DO SUL	RS	S	Santiago	44,6	24/04/2016	14:00	54,21	13:20
SAO LUIZ GONZAGA	RS	S	Santiago	44,8	11/02/2016	23:00	46,81	23:00
BAGE	RS	S	Canguçu	48,6	09/01/2019	04:00	52,08	03:40
CACAPAVA DO SUL	RS	S	Canguçu	71	16/11/2016	00:00	50,07	23:20
LAGES	SC	S	Morro da Igreja	49	10/11/2019	23:00	58,60	22:10
CAMBARA DO SUL	RS	S	Morro da Igreja	41,8	29/01/2019	21:00	56,22	20:00
ARARANGUA	SC	S	Morro da Igreja	73	06/03/2019	21:00	53,08	20:20
RANCHO QUEIMADO	SC	S	Morro da Igreja	41,2	19/02/2019	22:00	56,97	21:40

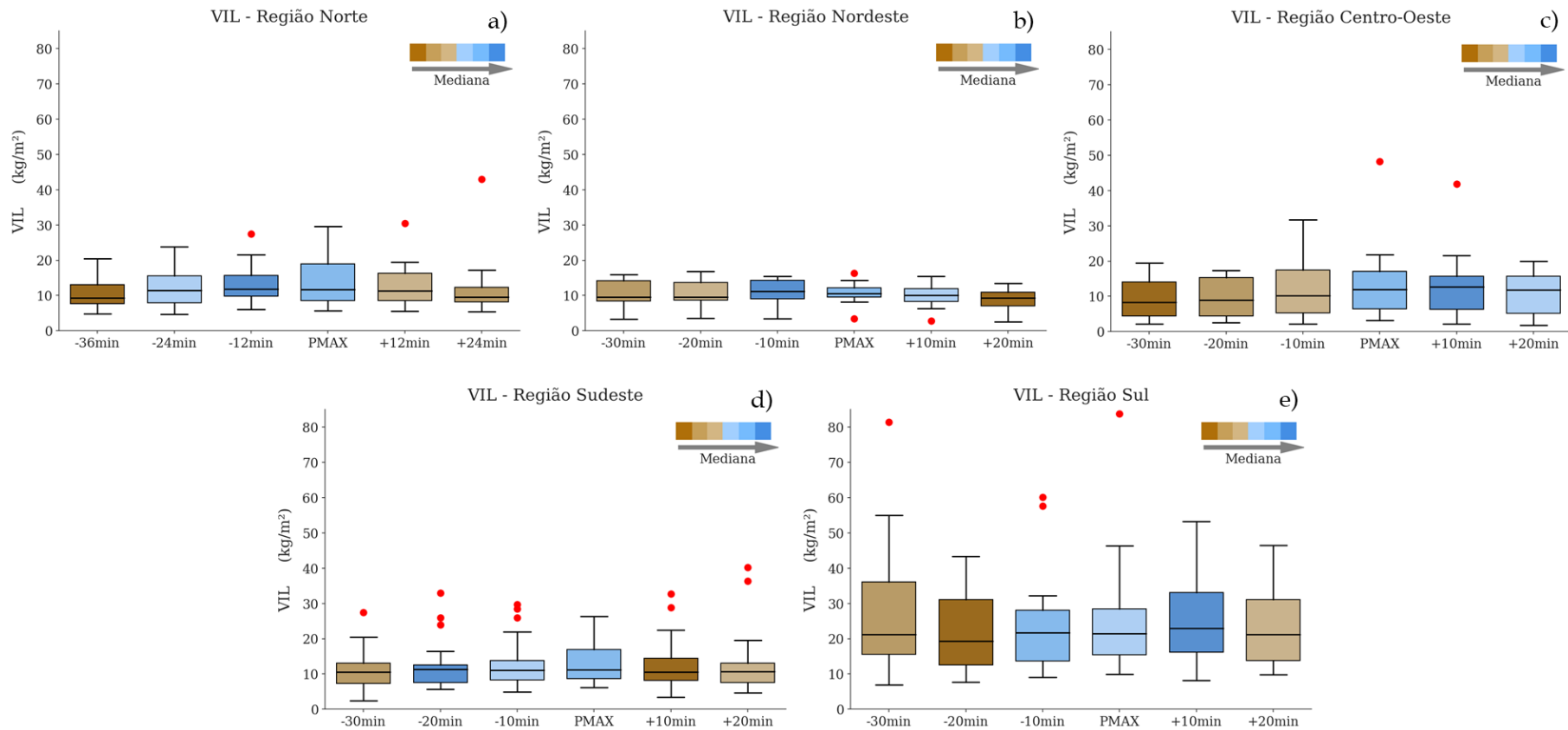
Tabela 4.2 – Conclusão.

CAMBARA DO SUL	RS	S	Morro da Igreja	46,2	17/01/2019	20:00	54,34	19:10
SAO JOSE DOS AUSENTES	RS	S	Morro da Igreja	49,2	04/03/2018	19:00	56,72	19:00
RIO DO CAMPO	SC	S	Morro da Igreja	61,4	14/04/2016	02:00	50,70	01:40
FAROL DE SANTA MARTA	SC	S	Morro da Igreja	42,8	11/04/2016	02:00	54,08	01:10
ITAJAI	SC	S	Morro da Igreja	43	20/12/2016	02:00	53,84	01:40

4.2.1 VIL e VII

A Figura 4.1 exibe os *boxplots* obtidos a partir do cálculo do VIL, separados por região, para cada instante de tempo analisado. Primeiramente, percebe-se que a região Sul (Figura 4.1 e) é a que apresenta os maiores valores do conteúdo de água, seguida do Centro-Oeste (Figura 4.1 c), Norte (Figura 4.1 a), Sudeste (Figura 4.1 d), e por fim, Nordeste (Figura 4.1 b). Essa hierarquia é formada desconsiderando os valores dos *outliers*. As regiões Sul e Centro-Oeste, apresentam comportamento similar em relação às medianas (percentil 50, segundo quartil). Os primeiros 20 min do evento (instantes -30 min e -20 min) exibem medianas menores, e a cada instante de tempo subsequente, os respectivos valores aumentam. Além disso, o maior valor da mediana é observado no instante -10 min, para ambas as regiões. Esse resultado indica que os eventos selecionados nestas regiões apresentaram rápido aumento no conteúdo de água de um instante para outro, e como nos horários subsequentes ao PMAX os valores das medianas permanecem altos, a chuva pode ter permanecido por vários minutos no decorrer do período do acumulado, e não necessariamente ocorreu em poucos minutos. Percebem-se também algumas características semelhantes entre as regiões tropicais (Figuras 4.1 a e 4.1 b). Os instantes com os valores mais baixos das medianas são os primeiros e os últimos analisados, respectivamente, e os maiores valores concentram-se entre os instantes -20 min (-24 min, região Norte) e $+10$ min ($+12$ min, região Norte). Ademais, o instante que apresenta maior valor da mediana é o instante -10 min (-12 min, região Norte). Diferente das regiões Sul e Centro-Oeste, o cálculo do VIL das regiões Norte e Nordeste apresenta tanto intensificação quanto desintensificação do conteúdo de água dentro dos instantes analisados, enquanto que nas duas primeiras regiões, apenas a intensificação do VIL é bem caracterizada. Portanto, sugere-se que os eventos selecionados nas regiões Norte e Nordeste tenham sido de menor duração em comparação ao Sul e Centro-Oeste. Essa informação corrobora com os resultados de Machado et al. (2018), em que os autores relatam que as células de chuva pertencentes à aglomerados de nuvens típicas no Amazonas (em ambas as estações, chuvosa e seca) possuem um ciclo de vida de 0,6 horas, ou seja, apresentam curta duração. Por fim, a região Sudeste apresenta certa similaridade em relação a posição dos instantes com maior e menor conteúdo de água com a região Norte, concentrando os maiores valores entre os instantes -20 min e PMAX. No entanto, diferente das demais regiões, extremos de VIL (*outliers*) são observados em quase todos os instantes, os quais podem estar associados a variabilidade dos eventos selecionados, discutida posteriormente na Seção 4.2.2.

Figura 4.1 - Cálculo do VIL para os instantes de tempo analisados. O PMAX é o período de referência do maior valor de refletividade sobre a localidade da estação durante o evento. As cores indicam os valores da mediana dos valores de VIL, sendo os tons de azul referentes à medianas maiores (maior VIL) e tons de marrom para valores menores das medianas (menor VIL).



Fonte: Produção da autora.

Apesar de ser possível inferir algumas informações como discutido acima, incertezas podem estar associadas as mesmas. Uma delas é devido a metodologia do cálculo VIL utilizada, em que o conteúdo de água foi integrado até a altura mais próxima da isoterma de 0°C para contabilizar somente a parte de água líquida, já que também foi calculado o VII que considera a camada aproximada de gelo. Uma vez que não foi feita nenhuma diferenciação do tipo de sistema (profundo ou não) que gerou os eventos, há uma alta variabilidade de tipos de nuvem que podem (ou não) ter sido consideradas. De certa forma isso pode ter influenciado alguns resultados, principalmente nas regiões tropicais em que a formação de nuvens quentes é comum. Além disso, na região Nordeste por exemplo, a análise agrupou valores VIL calculados tanto pelas equações dos radares polarimétricos quanto pelas convencionais, sendo outro fator que pode influenciar nos resultados. Quando se trata da diferença encontrada entre as regiões Sul e Norte principalmente, questiona-se o fato do motivo pelo qual as nuvens do Norte apresentarem VIL menor do que o Sul, uma vez que pela região ser mais aquecida, teria nuvens com maior quantidade de água líquida. Além dos detalhes já mencionados acima, esse resultado em específico pode ter sido influenciado pelo fato de que neste trabalho não foi feito nenhum tipo de calibração entre os radares utilizados. Como abordado em [Costa \(2007\)](#) os radares de Canguçu e Morro da Igreja (localizados na região Sul), tendem a superestimar um pouco os valores de refletividade comparados ao radar abordo do satélite TRMM, o qual foi utilizado como referência. No entanto, na região Norte, [Saraiva \(2016\)](#) mostra que os radares de Belém e Manaus possuem uma alta subestimativa em relação ao radar do TRMM, ou seja, a falta de calibração dos radares pode ter sido um fator determinante nas diferenças encontradas entre as regiões Sul e Norte no cálculo do VIL neste estudo.

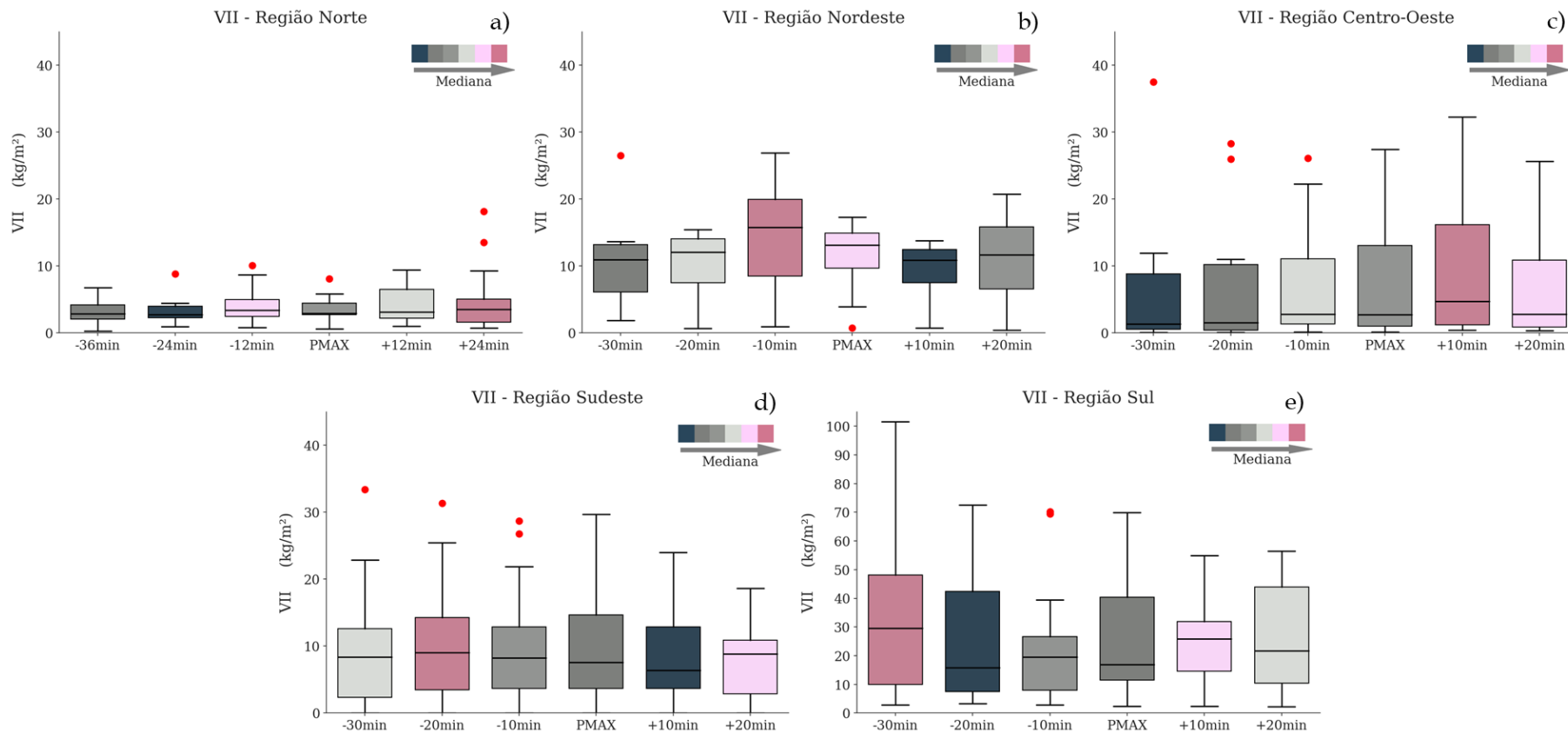
Na Figura 4.2 apresenta-se o cálculo do conteúdo de gelo (VII) para os eventos selecionados. De uma maneira geral, percebe-se uma maior variabilidade nas posições das medianas dos maiores valores VII em comparação aos valores VIL. Em particular, em relação as regiões de interesse, a região Sul (Figura 4.2 e) apresenta valores discrepantes no conteúdo de gelo comparando-a às demais regiões. Como visto na Seção 2.1, diversas pesquisas consideram a região subtropical da AS (a qual inclui a região Sul brasileira) como uma das regiões do planeta mais afetada por eventos convectivos severos ([FUJITA, 1973](#); [DIAS, 1999](#); [NASCIMENTO, 2005](#); [BROOKS, 2006](#); [ZIPSER et al., 2006](#)). Tais eventos, possuem nuvens com desenvolvimento vertical profundo, atingindo temperaturas muito baixas, e conseqüentemente, formam bastante gelo. Devido aos valores apresentados, a Figura 4.2 e (referente à região Sul) possui uma escala diferente das demais. Essa diferença foi realizada de forma a apresentar

uma melhor visualização dos resultados obtidos entre as regiões como um todo.

Em contraste ao Sul, na região Norte (Figura 4.2 *a*), observa-se pouca formação de gelo nas nuvens. O Norte brasileiro, encontra-se na região tropical do planeta Terra, a qual é a porção do globo com maior incidência solar, tornando-a mais aquecida (STEVENSON, 2010). Apesar da região tropical também ser influenciada por eventos de convecção profunda (KRISHNAMURTI et al., 1979; HASTENRATH, 2012), devido à temperatura, há formação também de nuvens quentes sobre a região, as quais praticamente não formam gelo.

O Centro-Oeste (Figura 4.2 *c*) e o Sudeste (Figura 4.2 *d*) exibem valores *outliers* em instantes anteriores ao PMAX, mostrando que as nuvens estudadas apresentam picos de gelo até 30min antes da ocorrência do PMAX. Além disso, na região Centro-Oeste, a maior mediana dos valores VII localiza-se no instante logo após ao PMAX, instante esse que também é o de maior VIL (Figura 4.1 *c*). Similarmente ao Centro-Oeste, a região Nordeste (Figura 4.2 *b*) apresenta a maior mediana no instante imediatamente anterior ao PMAX, sendo também, o mesmo instante da maior mediana do conteúdo de água (Figura 4.1 *b*). A partir desses resultados, em relação às regiões Nordeste e Centro-Oeste, sugere-se que o início da precipitação tenha sido próximo a esse instante, o qual já havia água suficiente presente na nuvem para vencer a força da gravidade, e ainda havia a presença de gelo que poderia derreter e manter a precipitação intensa por mais tempo.

Figura 4.2 - Similar a Figura 4.1, mas para o conteúdo de gelo integrado na nuvem (VII).



Fonte: Produção da autora.

4.2.2 CFADs

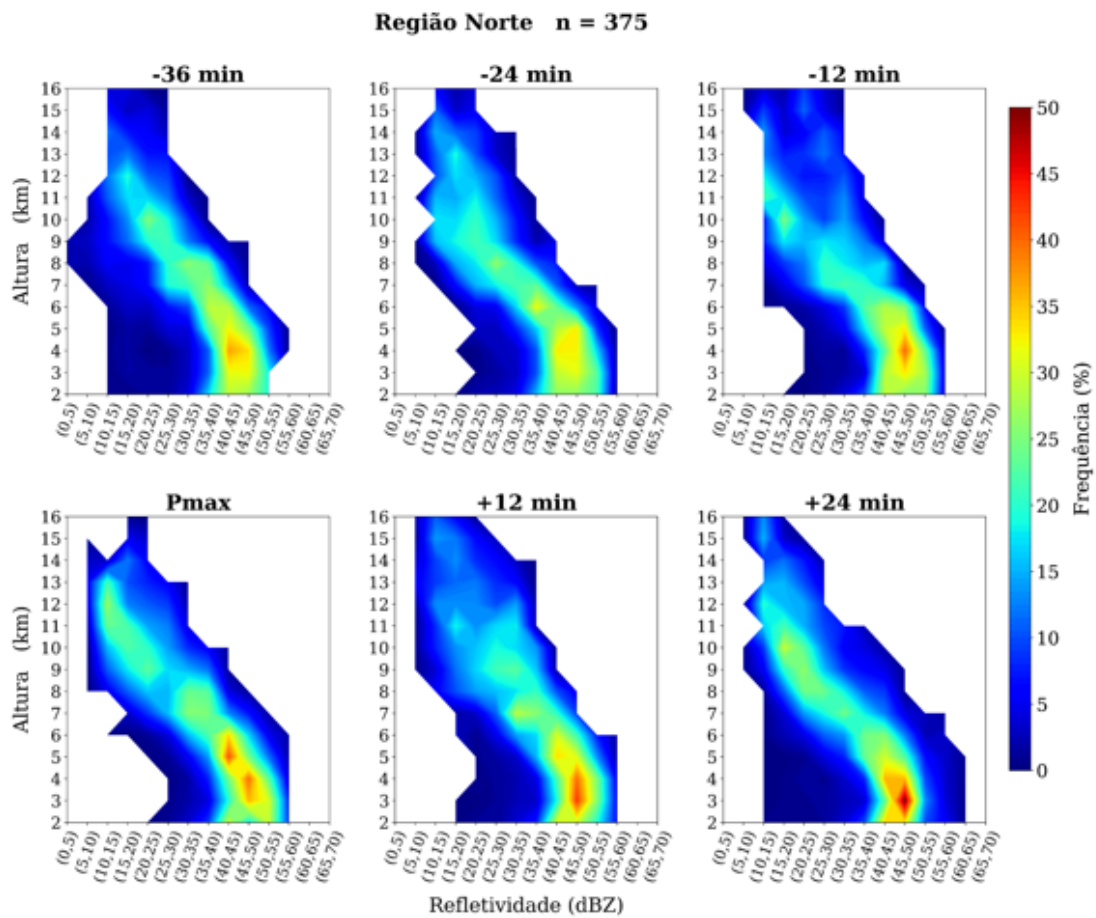
Para a construção dos CFADs regionais, utilizam-se os dados de todos os radares selecionados, independente de sua polarização. Como os radares convencionais não possuem as variáveis polarimétricas, torna-se impossível avaliar parâmetros microfísicos entre todos os eventos nesta análise. Portanto, utiliza-se apenas a variável refletividade, a qual é uma variável em comum entre ambos os radares.

A Figura 4.3 apresenta o CFAD da região Norte do Brasil, o qual engloba os 15 eventos selecionados na região, ou seja, construído com 375 perfis verticais das nuvens geradoras de chuva intensa. Na figura, observa-se uma área com valores de frequência mais altos, entre os intervalos de 40-45 *dBZ* e 50-55 *dBZ*, ao longo do eixo vertical, em todos os instantes analisados. Os CFADs de refletividade neste trabalho, são criados usando uma amostra 5x5 *km* (25 *km*²) centralizada no pixel de maior VIL, para cada instante de tempo, de cada evento estudado. Como descrito na Seção 3.4.2, calcula-se o VIL a partir do conteúdo de água líquida (*LWC*), ou seja, o pixel de maior VIL utilizado como centro da amostra, é uma região de alto *LWC*. Como discutido por Wallace e Hobbs (2006), regiões com altos valores de *LWC*, são associadas de forma muito próxima à localização e intensidade das correntes ascendentes nas nuvens. Portanto, a área de valores mais altos de frequência ao longo do eixo vertical, é daqui em diante referida como a região da corrente ascendente. Essa associação também é utilizada por Sperling (2018).

No instante -36 min da Figura 4.3, nota-se que a corrente ascendente já está presente, ou seja, as nuvens já encontram-se em processo de crescimento. Entre os instantes -24 min e -12 min antes do PMAX, há uma redução em sua altura, mas aos -12 min observa-se um máximo de frequência no intervalo 45-50 *dBZ*, entre 4 e 5 *km* de altura. Sugere-se que essa característica na transição entre os instantes -24 min e -12 min, esteja associada ao momento em que a corrente ascendente ainda transporta gotículas para as partes mais altas da nuvem (instante -24 min), e logo após, inicia-se o processo de coleta e coalescência, tornando as gotas maiores, e, por ficarem mais pesadas, concentram-se em alturas inferiores (máximo de frequência em -12 min). No instante PMAX, a altura da corrente novamente aumenta, atingindo em torno de 13 *km* de altura, e dois máximos de frequência são observados, entre 3 e 4 *km* e entre 5 e 6 *km*. Esse instante mostra que a nuvem ainda está em fase de crescimento, pois ainda está sendo alimentada pela corrente ascendente. Como no instante -12 min já havia a presença de uma maior concentração de gotas entre 4 e 5 *km*, e a corrente ascendente no PMAX ainda está ativa, parte dessas gotas

são novamente transportadas para cima, e parte se concentra em regiões ainda mais inferiores das nuvens, gerando os 2 máximos observados. Por fim, nos instantes posteriores ao PMAX, os máximos de frequência se concentram progressivamente nas partes mais inferiores das nuvens, e a altura da parte mais ativa das nuvens reduz, indicando que as mesmas já entraram em processo de dissipação e a precipitação já se faz presente. Destaca-se que o período PMAX é apenas um período de referência, não estando necessariamente associado ao início da precipitação, uma vez que a mesma pode se estender por vários minutos no decorrer do período do acumulado.

Figura 4.3 - CFAD da região Norte do Brasil criado a partir de uma área $5 \times 5 \text{ km}$ (25 km^2), centralizada no pixel de maior VIL para 15 eventos de chuva intensa selecionados na região. $n = 375$ se refere ao número de perfis verticais utilizados na geração do CFAD. Como 25 perfis verticais são extraídos para cada evento (devido ao tamanho da área) e são estudados 15 casos nesta região, totalizam-se 375 perfis verticais para analisar os eventos como um todo.

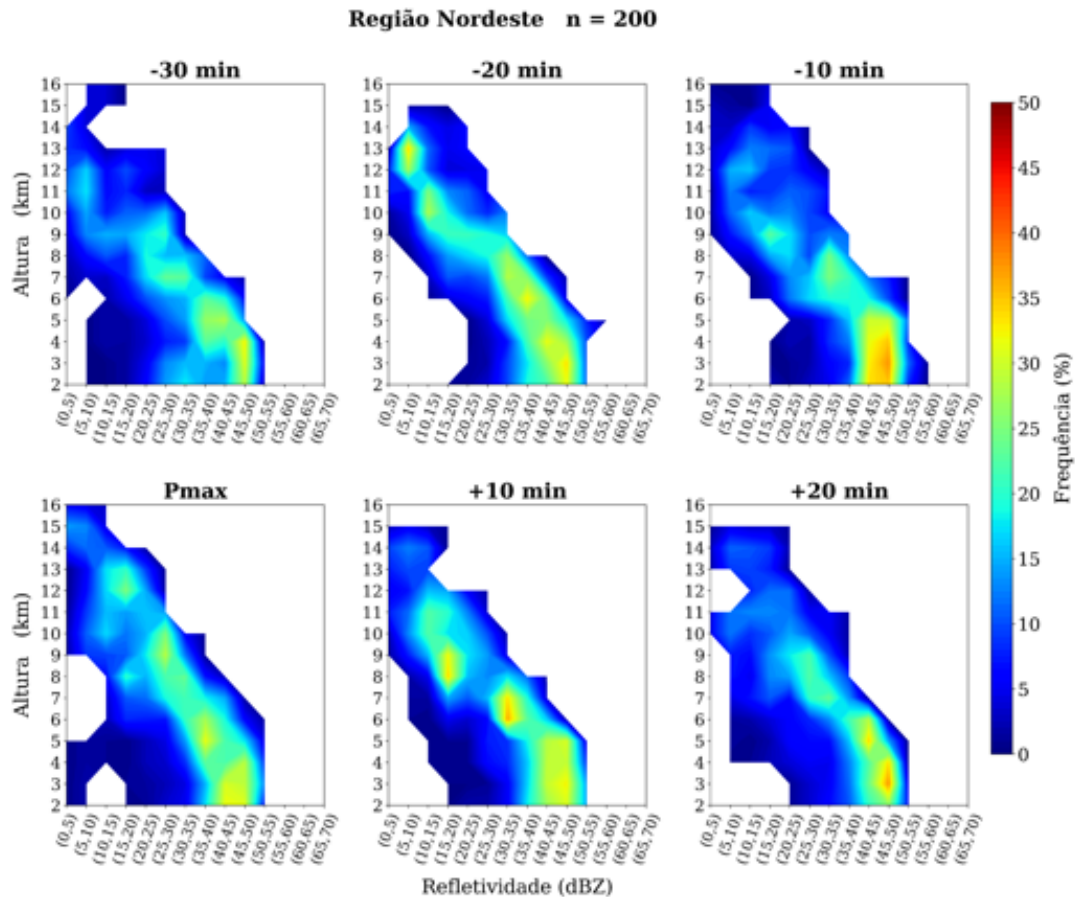


Fonte: Produção da autora.

Na Figura 4.4 apresenta-se o CFAD da região Nordeste do Brasil, construído a partir de 8 eventos, ou seja, 200 perfis verticais. No primeiro instante (-30 min), observa-se que a corrente ascendente das nuvens ainda encontra-se em desenvolvimento, diferente do que é observado na região Norte, em que no instante -36 min as nuvens já se encontram com a corrente ascendente formada. Portanto, os eventos da região Nordeste, apresentaram desenvolvimento mais rápido do que os da região Norte. Em -20 min, nota-se um fortalecimento da corrente ascendente. No instante imediatamente anterior ao PMAX (-10 min), valores de frequência em torno de 35% são observados no intervalo 45-50 *dBZ* entre 2 e 4 *km*, e a altura total da coluna de ar ascendente é reduzida. A partir disso, sugere-se que a concentração da maior frequência entre 2 e 4 *km*, está associada à presença de gotas de chuva que se concentram nas partes mais inferiores das nuvens, sendo um indicativo de que a precipitação tenha iniciado próxima a esse instante. Essa informação corrobora com o resultado da Figura 4.1 *b* em que a mediana de maior valor VIL encontra-se nesse mesmo instante, ou seja, considerando todos os eventos analisados da região Nordeste, é o instante que as nuvens possuem maior quantidade de água líquida. No instante PMAX há novamente um fortalecimento da corrente ascendente, apresentando máximos de frequência, mesmo que não muito intensos, em regiões superiores das nuvens (entre 9-10 *km* e 12-13 *km*), indicando a presença de gelo. Na Figura 4.2 *B*, o instante com maior quantidade de gelo também é no instante -10 min, mas como pode existir um atraso em relação à refletividade, e a frequência dos dados são de 10 em 10 min, a presença do gelo é observada mais claramente no PMAX e não em -10 min. No instante $+10$ min, observam-se dois máximos de frequência, entre 6 e 7 *km* e entre 8 e 9 *km*, os quais estão associados ao enfraquecimento da corrente ascendente, que não é mais forte o suficiente para manter o gelo nas partes mais altas das nuvens, e portanto, o mesmo começa a cair na nuvem, gerando os máximos em alturas diferentes. Por fim, no último instante, já se observa menor atividade das nuvens, as quais estão em processo de dissipação.

Nas Figuras 4.5, 4.6 e 4.7, correspondentes aos CFADs das regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul, respectivamente, observam-se resultados com pouca variabilidade de frequência em relação aos instantes analisados. Para verificar a razão de tal característica, calcula-se o desvio padrão dos valores de refletividade em função da altura para cada instante da análise, como mostrado na Figura 4.8. Para facilitar a visualização, o valor do percentil 75 (9,95 *dBZ*) do conjunto de dados dos desvios, é delimitado através de uma linha tracejada na vertical.

Figura 4.4 - Similar a Figura 4.3 mas para a região Nordeste do Brasil. No total, 200 perfis verticais foram utilizados, referente a 08 eventos selecionados.

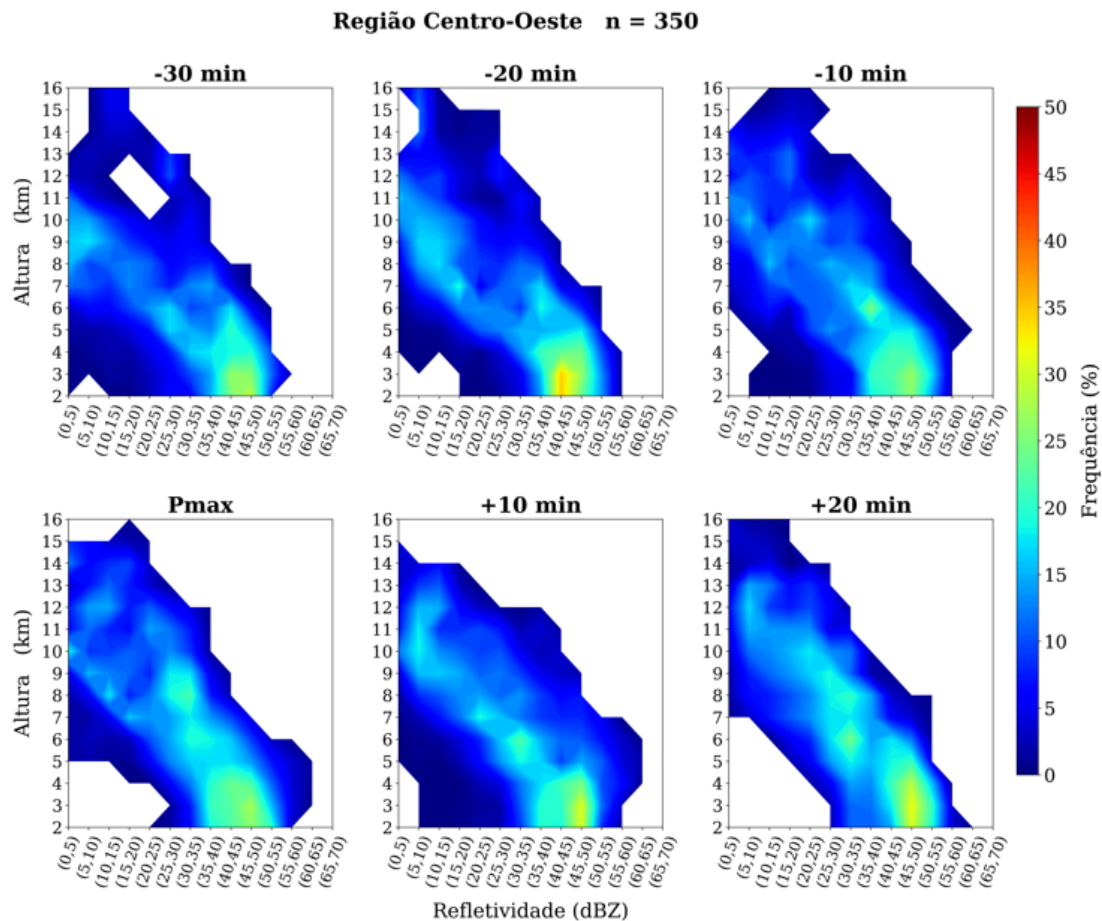


Fonte: Produção da autora.

Dessa forma, verifica-se que as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste (roxo, vermelho, verde, respectivamente) são as únicas regiões que os desvios ultrapassam o percentil 75 (pontos à direita da linha do percentil), especificamente, a partir da altura de 5 km (linha tracejada horizontal). Além disso, a região Sul (roxo), de maneira geral, apresenta os maiores valores de desvio entre as três regiões, seguido do Sudeste, e por último o Centro-Oeste. Essas informações correspondem as suas características de localização. Diferente da região tropical, as localidades de latitudes mais altas possuem um gradiente de temperatura maior ao longo do ano e são mais influenciadas pelos efeitos de rotação da Terra. Tais características propiciam a ocorrência de diversos fenômenos, os quais são responsáveis pelos totais pluviométricos de tais regiões. Devido à variabilidade de eventos que atuam nessas áreas, os quais são responsáveis por gerar diferentes estruturas de nuvens, percebe-se na Figura 4.8 que os

maiores desvios não se encontram nas partes inferiores das nuvens, mas sim, a partir de 5 km de altura. Ou seja, os eventos de chuva intensa selecionados nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, podem ter sido gerados tanto por nuvens com profundo desenvolvimento vertical ou de menores profundidades (SOHN et al., 2013; SONG et al., 2017; SOHN et al., 2020). Um detalhe interessante, é que o Centro-Oeste é uma região que possui características tropicais, mas também é atingida por sistemas de origem extratropical (ESPACIAIS, 1986). Essa característica é vista indiretamente na Figura 4.8, pois apesar de apresentar alta variabilidade nos dados, é a região (dentre as três acima do percentil 75) que teve os menores desvios.

Figura 4.5 - Similar a Figura 4.3 mas para a região Centro-Oeste do Brasil. No total, 350 perfis verticais foram utilizados, referente a 14 eventos selecionados.

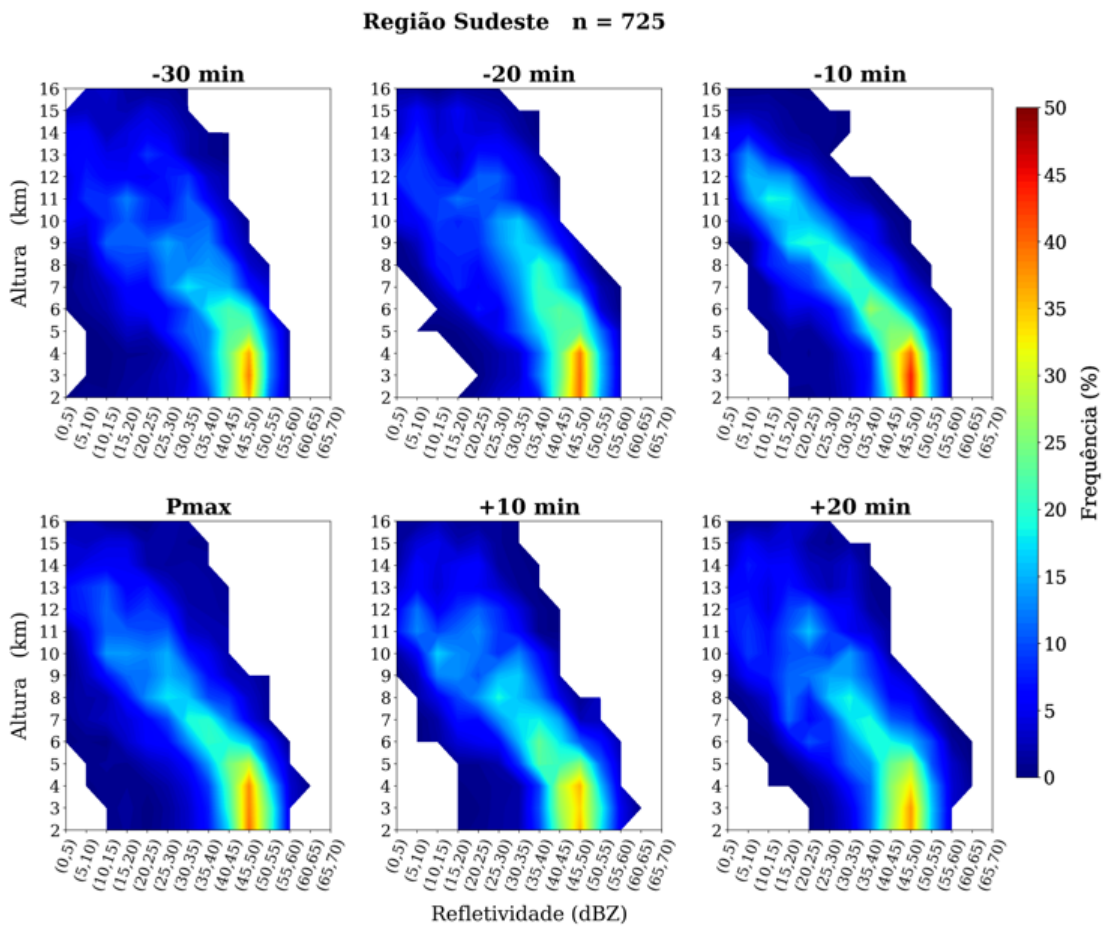


Fonte: Produção da autora.

Como este trabalho não faz nenhum tipo de diferenciação entre os sistemas responsáveis pela geração dos eventos e a época do ano em que os mesmos ocorrem, a alta variabilidade dos eventos nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste é o fator responsável pela geração dos CFADs com resultados pouco expressivos. No entanto, apesar do CFAD da Figura 4.7 apresentar desvios altos no conjunto de dados, observam-se algumas características. Os 3 primeiros instantes não possuem muitas variações de frequência entre si, mas nos instantes PMAX e +10 min é possível notar máximos de frequência em partes mais baixas das nuvens, sugerindo uma concentração mais alta de hidrometeoros em tais regiões. Finalmente, no instante +20 min, nota-se uma desintensificação da corrente, já associada a fase de dissipação das nuvens.

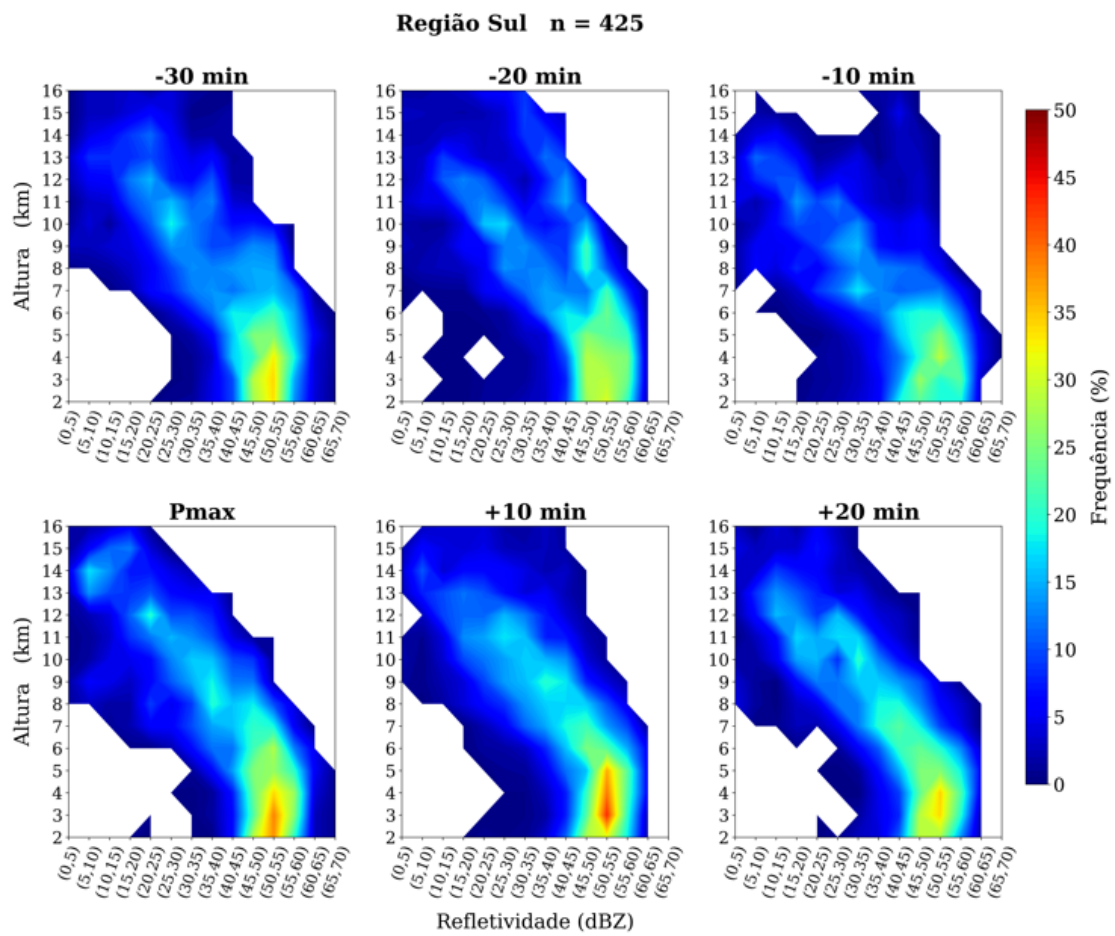
A refletividade é uma variável em que é possível fazer apenas associações e suposições em relação às características físicas e morfológicas dos hidrometeoros. Para conseguir informações específicas, o uso das variáveis polarimétricas é necessário, uma vez que seus valores estão diretamente ligados a essas características. No entanto, como o intuito desta seção é fazer uma análise em relação a todas as regiões do Brasil, e nem todas elas são cobertas por radares polarimétricos, faz-se o uso da refletividade como variável de análise. Apesar de não ser possível afirmar as características microfísicas dos hidrometeoros presentes nas nuvens, algumas informações podem ser sugeridas baseadas na literatura. Por exemplo, nuvens com desenvolvimento vertical muito intenso, normalmente atingem temperaturas de topo muito frias, uma vez que a temperatura diminui com a altura. Como mencionado em [Wallace e Hobbs \(2006\)](#), se uma nuvem ultrapassa a altura referente à 0°C, é possível observar gotículas super resfriadas, e conforme a nuvem atinge temperaturas mais negativas, é possível observar a presença de cristais de gelo, graupel e granizo. Além disso, segundo os autores, a probabilidade de gelo estar presente em uma nuvem com temperatura de topo de -13°C é de 100%. Portanto, através desse tipo de informação, baseado na teoria de formação de nuvens quentes e frias, pode-se fazer algumas, mas limitadas associações dos processos microfísicos que ocorrem.

Figura 4.6 - Similar a Figura 4.3 mas para a região Sudeste do Brasil. No total, 725 perfis verticais foram utilizados, referente a 29 eventos selecionados.



Fonte: Produção da autora.

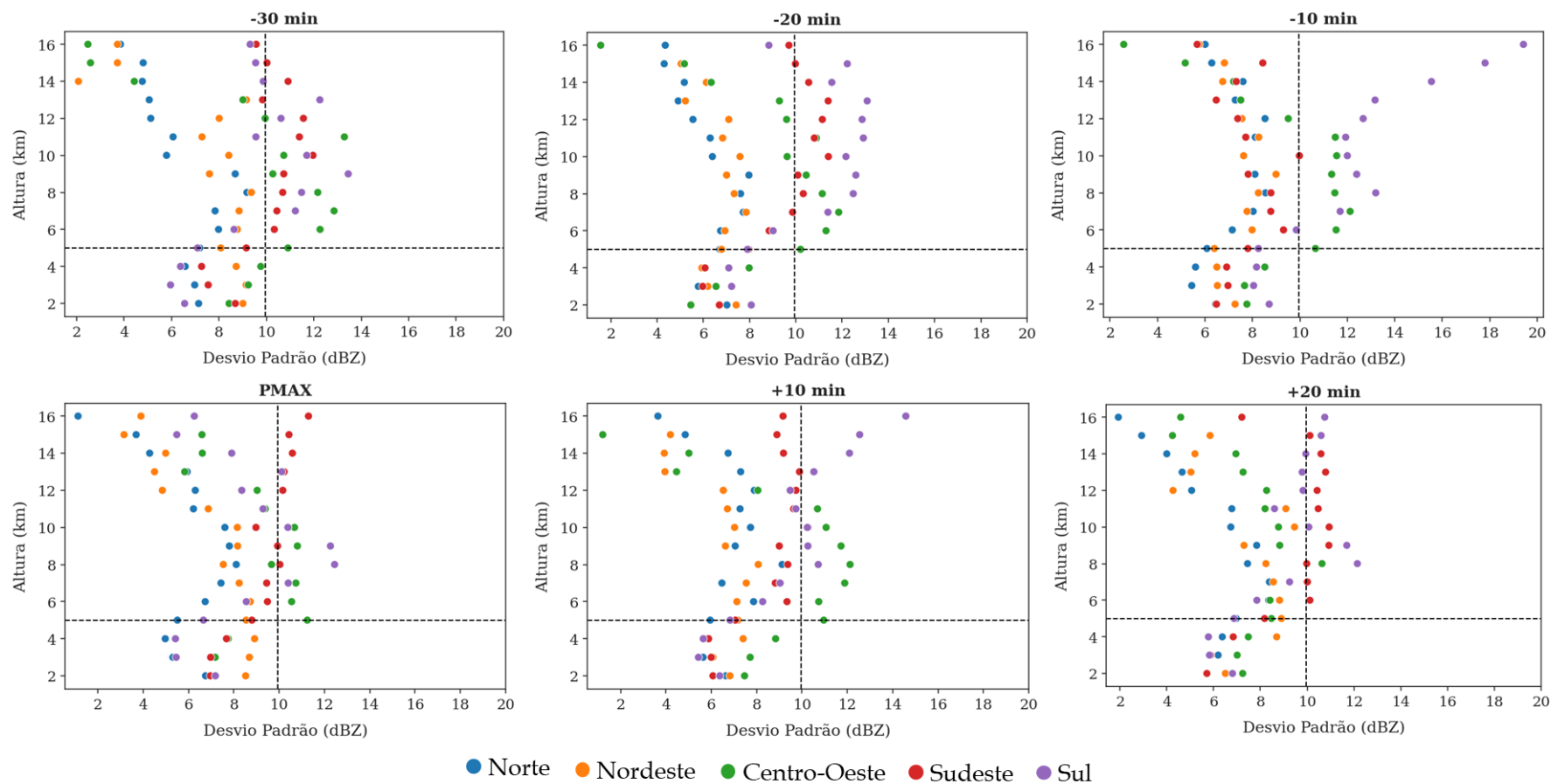
Figura 4.7 - Similar a Figura 4.3 mas para a região Sul do Brasil. No total, 425 perfis verticais foram utilizados, referente a 17 eventos selecionados.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.8 - Desvios padrões dos valores de refletividade em função da altura para cada instante analisado na criação dos CFADS. A linha vertical representa o percentil 75 (P75) de todo o conjunto de dados dos desvios. A linha horizontal representa a altura em que os valores dos desvios estão acima do P75. As cores representam os desvios para cada instante e altura separado por regiões.

69



Fonte: Produção da autora.

4.3 Estudos de caso

Como na Seção anterior (4.2.2) não foi possível fazer uma análise microfísica devido à geração dos CFADs ser realizada através de dados de radares com diferentes polarizações, realizaram-se diferentes estudos de caso ao redor do país para verificar tais características.

A seguir, são apresentados três estudos de casos escolhidos dentro do conjunto de eventos selecionados neste trabalho, sendo um evento de cada região do Brasil coberta por radares polarimétricos. Além disso, um quarto estudo de caso é apresentado, no qual se realiza uma análise microfísica de eventos que ocorreram na região Sudeste do Brasil. Esse último estudo de caso foi adicionado no intuito de agregar mais informação sobre o tema, e para mostrar as diversas possibilidades de análises que futuramente podem ser realizadas, uma vez que o estudo de eventos de chuva intensa em curtíssimo prazo não é suficientemente explorado no país.

4.3.1 Nova Alvorada do Sul (Radar Jaraguari)

Este evento de chuva intensa ocorreu no município de Nova Alvorada do Sul, localizado no estado do Mato Grosso do Sul, no dia 05 de fevereiro de 2020, entre às 17 e 18 UTC. Tal evento, acumulou 46,4 *mm* em 1 hora, sendo que na localização da estação, o radar de Jaraguari registrou refletividade máxima em 3 *km* de 51,75 *dBZ*, às 17:24 UTC (P_{MAX}).

Na Figura 4.9 mostram-se os cortes verticais das variáveis polarimétricas Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} , variáveis comumente utilizadas para análise microfísica de sistemas precipitantes, como visto em Kumjian (2013a), Kumjian (2013b), Kumjian et al. (2014), Ryzhkov e Zrníc (2019), Tobin e Kumjian (2021), Segall et al. (2022), entre outros. Os instantes de análise variam (originalmente de -30 até +20) devido à frequência dos dados do radar de Jaraguari ser de 12 em 12 minutos.

Para melhor explanação dos cortes verticais, na Figura 4.9 *a*, mostra-se a localização do corte, para cada instante de tempo, através de uma linha preta traçada. O corte foi centralizado na região da nuvem que atingiu a estação no P_{MAX}. Sua extremidade norte/noroeste (sul/sudeste) corresponde ao lado esquerdo (direito) das figuras 4.9 *b*, *c*, *d*. Destaca-se que no instante -36 min a nuvem já se encontra formada, acusando refletividade em torno de 40 *dBZ*. Contudo, no primeiro instante, observam-se diversos núcleos próximos um do outro, mas não muito organizados. Nos horários subsequentes o sistema se organiza e forma uma área de convecção

maior na qual se observam pontos de refletividade maiores que 50 dBZ (em rosa).

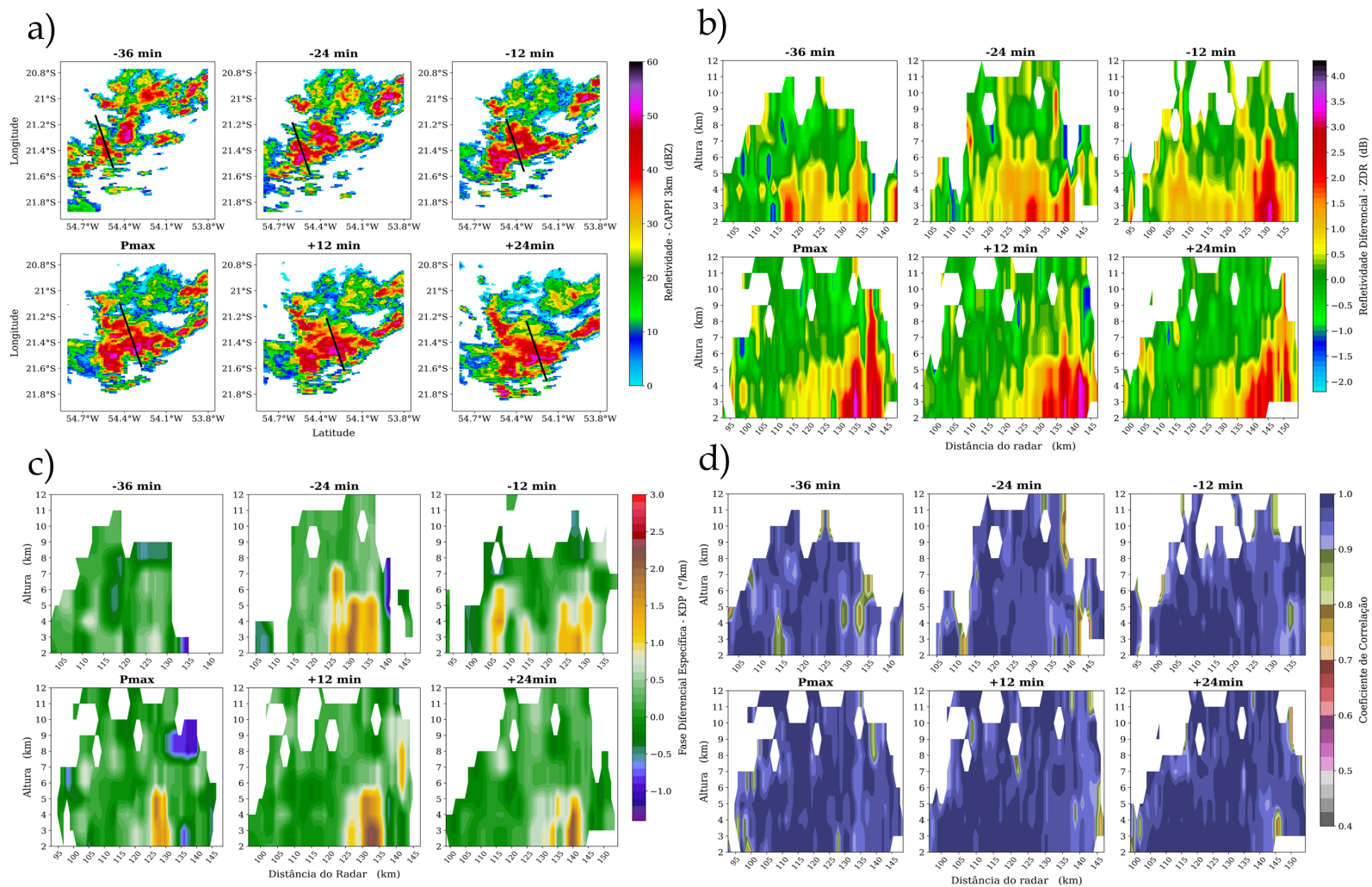
Como já discutido na Seção 2.3, o Z_{DR} é uma variável diretamente associada ao tamanhos dos eixos das partículas. Quanto mais esféricas forem as partículas (gotículas, granizo), mais próximo de zero é o Z_{DR} . Caso contrário, quando se trata de hidrometeoros oblatos (eixo horizontal maior que o vertical, por exemplo), o Z_{DR} apresenta valores positivos. Nos primeiros instantes da Figura 4.9 b, -36 min e -24 min, existem regiões mais intensas de Z_{DR} em torno de 2 dB , entre 2 e 4 km . Tais regiões são observadas em alguns pontos do eixo da distância do radar, mas a partir do instante -12 min, os valores mais intensos de Z_{DR} se concentram à distâncias maiores que 125 km , aproximadamente. Além disso, esses valores de Z_{DR} se estendem ao longo da vertical, com valores próximos a 3,5 dB até 5 km de altura, e valores em torno de 2,5 dB entre 5 e 10 km de altura aproximadamente. Essas regiões, chamadas "colunas Z_{DR} ", são bem documentadas na literatura, como abordado por Picca et al. (2010), Kumjian (2013b), Kumjian et al. (2014), Picca et al. (2015), Dalman et al. (2018). Segundo os autores, as colunas Z_{DR} estão associadas à localização e intensidade da corrente ascendente. Além disso, podem se estender mais de 3 km acima da isoterma de $0^{\circ}C$, o qual é um indicativo de gotas líquidas superesfriadas que estão sendo lançadas pela corrente ascendente da base da nuvem até áreas mais altas, criando esse aspecto de coluna. Entre os instantes -24 min e -12 min, nota-se claramente um aumento dos valores de Z_{DR} nas partes inferiores da nuvem, destacando o instante que as gotículas de água crescem por processos microfísicos de colisão e coalescência, e depositam-se próximas à base, por serem mais pesadas. Logo depois, no instante PMAX, associada à intensidade da corrente ascendente, tais gotas e gotículas são jogadas para cima e congelam. No instante $+12$ min percebem-se pontos de Z_{DR} negativo entre 9 e 10 km de altura, sendo um indício do congelamento das gotículas. Devido ao intervalo entre as varreduras do radar ser de 12 minutos, algumas características podem ser perdidas neste meio tempo. Dessa forma, apesar de nesse instante existir um indício do congelamento das gotículas, sugere-se que o congelamento já tenha ocorrido em minutos anteriores, e nesse instante em questão, o gelo presente na nuvem já esteja derretendo, fazendo com que mais água líquida se forme na nuvem. Essa sugestão é baseada no fato de que nesse instante ($+12$ min), altos valores de Z_{DR} apresentam-se concentrados entre 2 e 5 km de altura. Por fim, no instante $+24$ min, tais valores de Z_{DR} já diminuíram, sendo um indicativo que a precipitação em superfície já se fazia presente entre este e o horário anterior.

Alguns detalhes mencionados na análise Z_{DR} são complementados pelos resultados

da Figura 4.9 *c*, em que apresenta-se os valores da variável K_{DP} . O K_{DP} , como revisado na Seção 4.2.2, é a diferença de fase específica. Quando trata-se de hidrometeoros esféricos, não há diferença de fase (ou é muito pequena) entre as ondas horizontais e verticais emitidas pelo radar, e portanto, o K_{DP} é próximo de zero. Já quando se trata de gotas grandes, que possuem formato mais oblato, uma diferença de fase é observada, resultando em valores positivos de K_{DP} . Diversos autores (RYZHKOV et al., 2005; KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; ROMINE et al., 2008; KUMJIAN et al., 2010; SNYDER et al., 2013), mencionam também a presença de "colunas K_{DP} " em nuvens com convecção profunda, mas estas normalmente são espacialmente deslocadas à oeste ou noroeste da coluna Z_{DR} . Tais colunas também são observadas neste estudo, a partir do instante de -24 min. Entre os instantes -24 min e -12 min, as áreas com valores positivos de K_{DP} ainda se encontram em diversos pontos ao longo da distância do radar. No entanto, a partir do instante PMAX, a coluna K_{DP} se concentra principalmente entre as distâncias de 125 e 135 *km*, ou seja, deslocada a noroeste em relação às colunas Z_{DR} , como relatado na literatura. Além disso, no instante PMAX, destaca-se a presença de um núcleo de K_{DP} negativo entre 8 e 10 *km* de altura. A presença desse núcleo corrobora com o sugerido anteriormente na Figura 4.9 *b*, em que no instante PMAX se observa um fortalecimento da corrente ascendente, resultando num aumento em altura da coluna Z_{DR} , o que indica o transporte das gotas e gotículas presentes nas partes inferiores das nuvens para as partes mais altas. Como atingem temperaturas muito frias, congelam por processos microfísicos de agregação e acreção, por exemplo. No entanto, como relatado por Kumjian (2013b), apesar da proximidade da coluna Z_{DR} com a coluna K_{DP} , as concentrações e os tipos de hidrometeoros presentes das colunas K_{DP} diferem significativamente, pois são caracterizadas por concentrações de gotas de chuva pequenas e médias, e também, partículas de gelo derretido (1-4 *mm*). Além disso, as colunas K_{DP} são normalmente associadas as regiões da corrente descendente das nuvens, ao contrário das colunas Z_{DR} . Ou seja, após o derretimento do gelo presente no instante PMAX, há uma intensificação da corrente descendente, caracterizada pelo aumento dos valores K_{DP} no instante $+12$ min. Logo, a partir das análises das variáveis Z_{DR} e K_{DP} , conclui-se que a precipitação iniciou próxima ao instante $+12$ min, e estendeu-se por pelo menos mais 12 minutos, uma vez que no instante $+24$ min, ainda observam-se valores K_{DP} positivos.

Por fim, na Figura 4.9 *d*, apresentam-se os cortes verticais da variável ρ_{HV} , a qual está relacionada a heterogeneidade das partículas presentes. A partir da figura, notam-se valores variando entre 0,8 e 0,9 em distâncias a partir de 130 *km*, aproximadamente, ao longo dos instantes analisados.

Figura 4.9 - Cortes verticais do evento de chuva intensa no município de Nova Alvorada do Sul - MS. a) Refletividade horizontal em 3 km do radar de Jaraguari para os instantes de 36 min antes e 24 minutos após o PMAX, totalizando 1 hora. A linha preta indica o local em que é realizado o corte vertical. b) Seções verticais da variável Z_{DR} para cada instante analisado. c) Seções verticais da variável K_{DP} para cada instante analisado. d) Seções verticais da variável ρ_{HV} para cada instante analisado.



Fonte: Produção da autora.

Como discutido por Kumjian (2013b), normalmente são observados valores mais baixos de ρ_{HV} na região da corrente ascendente, onde pode existir a presença de hidrometeoros com características de forma e orientação distintas.

4.3.2 Feira de Santana (Radar Salvador)

O segundo caso selecionado para estudo, ocorreu no município de Feira de Santana, na Bahia, no dia 23 de janeiro de 2020, às 21 UTC. Através de dados de refletividades provindos do radar de Salvador, observa-se na Figura 4.10 *a*, que o sistema gerador do evento apresenta uma área extensa de refletividade variando entre 35 e 50 *dBZ* ao longo dos instantes analisados, e por isso, é um sistema evidentemente diferente e maior do primeiro estudo de caso. Este evento acumulou 52,8 *mm* em 1 hora, e a refletividade máxima (no CAPPI 3 *km*) observada sobre a estação foi de 50,13 *dBZ*, às 20:30 UTC (P_{MAX}). A extremidade norte/noroeste (sul/sudeste) dos cortes verticais correspondem ao lado esquerdo (direito) das figuras 4.10 *b*, *c*, *d*.

Diferentemente do primeiro estudo de caso, desde o primeiro instante analisado (−30 min), a nuvem se encontra em um sistema mais organizado, e portanto, apresenta algumas características microfísicas diferentes. Na Figura 4.10 *b*, percebe-se que nos instantes −30 min, −20 min e −10 min, ao longo do eixo de distância do radar, existem diversas localizações com valores de Z_{DR} positivos, indicando que possivelmente a precipitação já se fazia presente, mas talvez ainda não havia chegado em seu momento mais intenso. No instante −10min, nota-se que valores em torno de 2,5 *dB* concentram-se entre distâncias de 110 e 115 *km*, de 2 a 4 *km*. Como no horário posterior (P_{MAX}) os valores Z_{DR} já diminuem, sugere-se que entre os instantes −10 min e P_{MAX} possa ter ocorrido uma taxa de precipitação mais expressiva. Comparando os instantes da Figura 4.10 *a*, destaca-se que não há uma desintensificação muito clara do sistema ao longo dos horários. Somado a isso, no instante +10 min da Figura 4.10 *b*, alguns pontos de Z_{DR} positivo são novamente observados nas partes mais inferiores das nuvens, indicando que a precipitação tenha se mantido ao longo dos instantes e não necessariamente tenha ocorrido em poucos minutos.

Na Figura 4.10 *c* também fica evidente que desde os primeiros instantes há fortes indícios que a precipitação já se fazia presente, uma vez que o horário de −20 min é o que apresenta os maiores valores de K_{DP} nas partes mais inferiores da nuvem. Um detalhe interessante, é que no instante −10 min, um núcleo de valores negativos de K_{DP} é observado entre as alturas de 10 e 11 *km*, bem similar ao resultado encontrado no primeiro estudo de caso, mesmo se tratando de eventos gerados por sistemas diferentes. Além disso, em ambos os eventos, o núcleo de valores negativos de K_{DP}

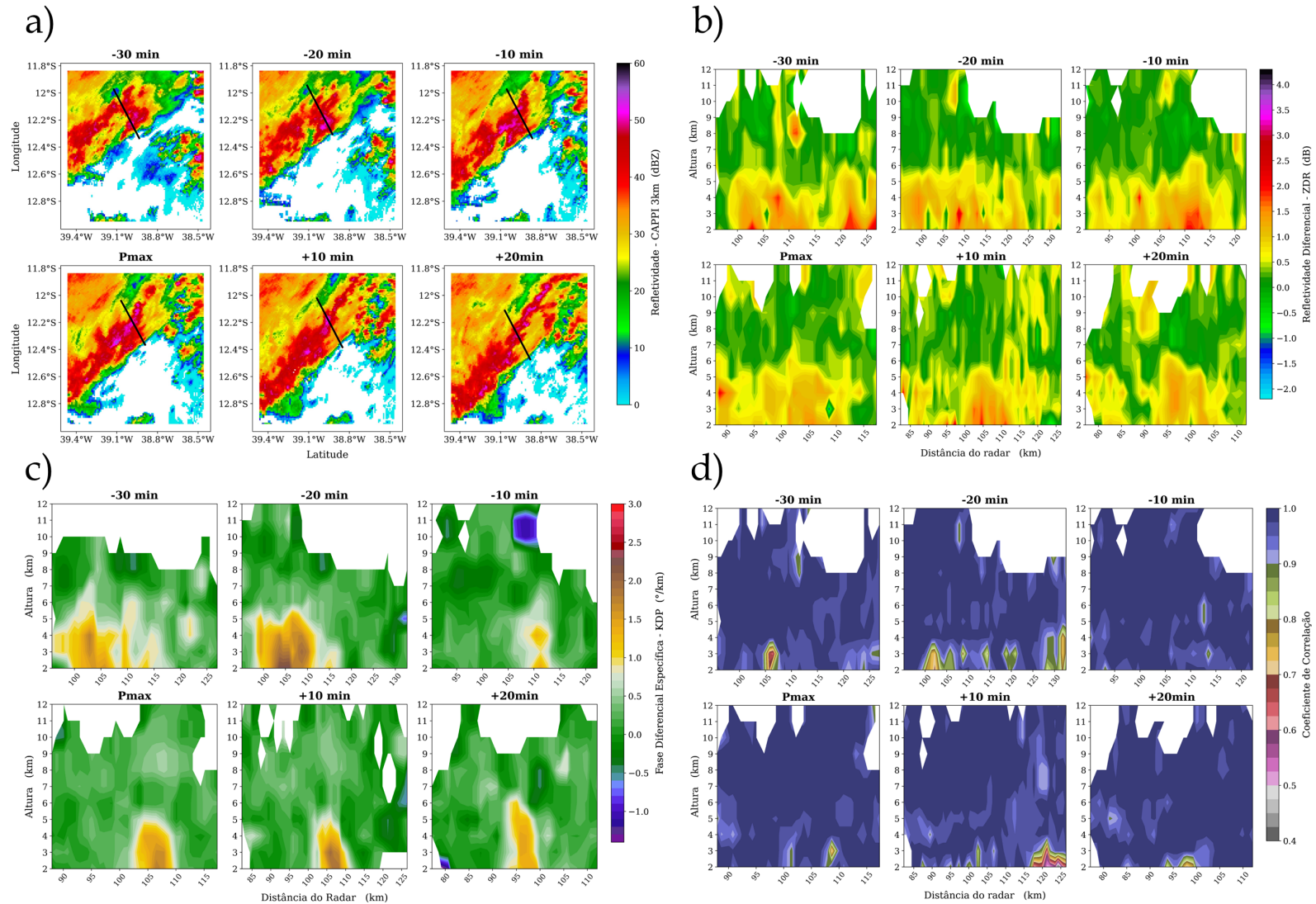
é observado no mesmo instante em que a coluna Z_{DR} está mais alta. Portanto, destaca-se que no momento que há um fortalecimento da corrente ascendente, a qual transporta gotas e gotículas da base para partes mais altas das nuvens, parte dessas gotas congelam. Nos instantes posteriores, em que esse núcleo de valores K_{DP} negativos não está mais presente, são observadas novas intensificações em níveis inferiores das nuvens, tanto no K_{DP} quanto no Z_{DR} , ou seja, o derretimento desse gelo pode ser um forte indicativo da intensificação da precipitação em superfície. Na Figura 4.10 *d*, nota-se que nos primeiros instantes, -30 min e -20 min, valores baixos de ρ_{HV} são encontrados em diversos pontos ao longo do corte vertical, mas não ultrapassam a altura de 4 km, aproximadamente. No entanto, no instante -10 min, observa-se um núcleo de valores ρ_{HV} variando entre $0,8$ e $0,9$, de 5 a 7 km de altura. Esse núcleo está associado ao transporte das gotas e gotículas para partes mais altas das nuvens, fazendo com que sejam observados diferentes formas, orientações e fases de hidrometeoros em alturas distintas, o que corrobora com o encontrado neste mesmo instante nas Figuras 4.10 *b* e *c*.

4.3.3 Alfredo Chaves (Radar Santa Tereza)

O terceiro estudo de caso, ocorreu no município de Alfredo Chaves, no estado do Espírito Santo, no dia 18 de janeiro de 2020 (17 de janeiro no horário local), às 01 UTC. No entanto, esse evento tem uma particularidade: é um evento composto por 2 casos selecionados. As estações do INMET registraram dois eventos de chuva intensa no dia 18 de janeiro, um às 00 UTC, que acumulou $51,2$ mm, e outro à 01 UTC, que registrou $51,6$ mm. Um fato interessante, é que os horários do P_{MAX} na estação de Alfredo Chaves, foram às 23:50 ($46,63$ dBZ) no primeiro caso e às 00 UTC ($46,25$ dBZ) no segundo. Ou seja, apesar do acumulado ser de $102,8$ mm em 2 horas, existe um indicativo que essa precipitação tenha ocorrido num espaço de tempo bem menor, uma vez que os horários de registro do P_{MAX} dos dois casos são muito próximos. Por ser um evento que ocasionou bastante chuva em pouco tempo, foi escolhido como alvo de estudo.

Na Figura 4.11 *a*, observa-se que similarmente ao segundo estudo de caso neste trabalho apresentado, a nuvem geradora do evento já se encontrava em um sistema organizado desde o primeiro instante analisado (-30 min), e já apresentava pontos com refletividade maior ou igual a 50 dBZ. No entanto, apesar de já estar formada, ainda apresenta intensificação no decorrer dos instantes, atingindo seu máximo sobre a estação no instante P_{MAX} (aqui usado o P_{MAX} das 00 UTC).

Figura 4.10 - Similar a Figura 4.9, mas para o estudo de caso de Feira de Santana - BA. Os dados são advindos do radar de Salvador.



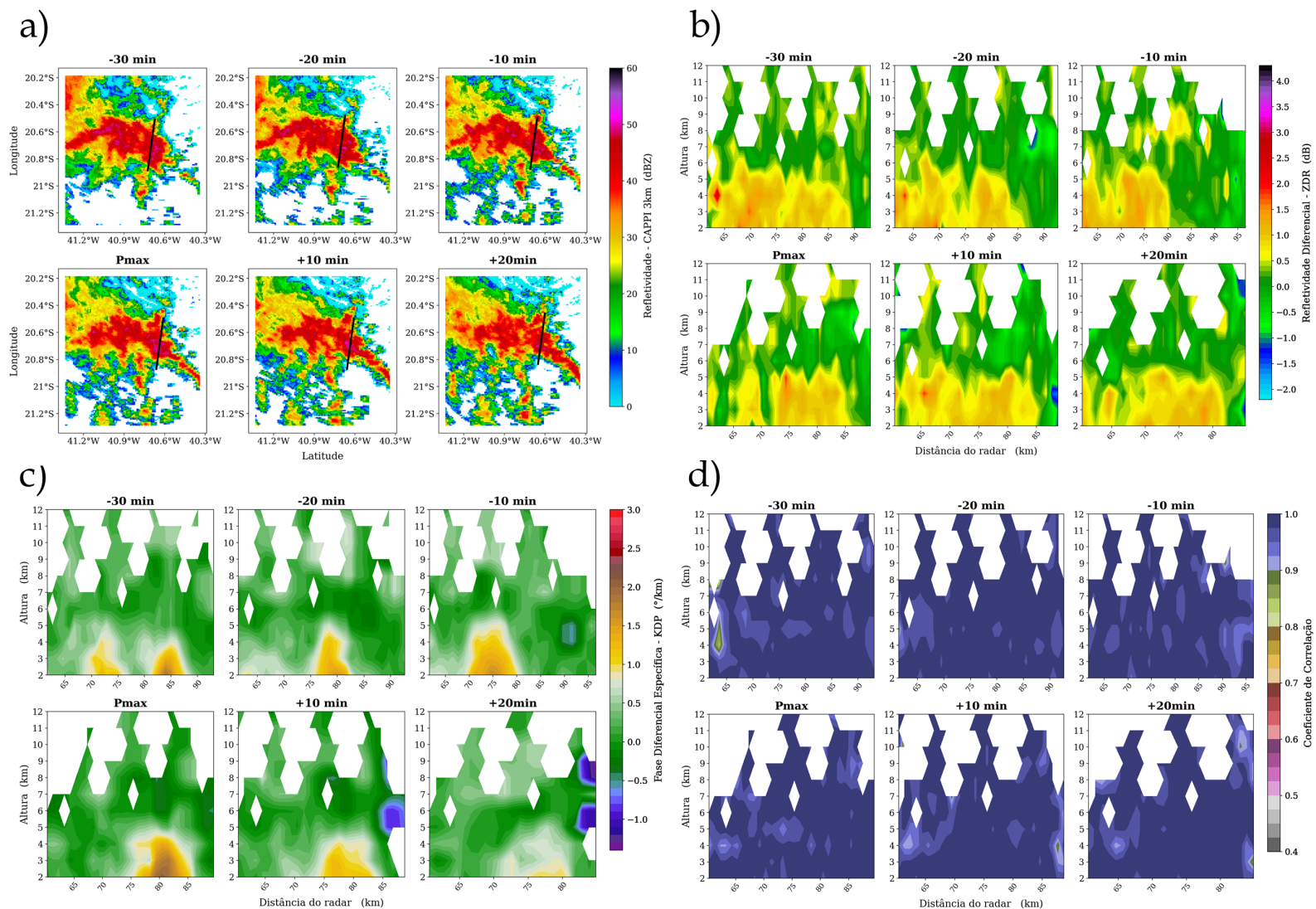
Através da Figura 4.11 *b*, percebem-se diversos pontos ao longo da horizontal com valores de Z_{DR} variando entre 0,5 e 1,5 *dB* de 2 a 6 *km* de altura. No entanto, comparando esta figura com as análises Z_{DR} dos dois estudos de caso anteriores, nota-se que não são observadas claramente às colunas Z_{DR} , e apenas alguns pontos isolados de Z_{DR} entre 1 e 2 *dB* são observados ao longo dos instantes. No instante -10 min, mesmo que não muito altos, percebe-se um sutil agrupamento nos valores Z_{DR} positivos, entre as distâncias de 70 e 75 *km*, os quais podem estar associados a um pequeno fortalecimento da corrente ascendente em tal região.

No decorrer dos instantes da Figura 4.11 *C*, a coluna K_{DP} aos poucos vai se estabelecendo, e no instante PMAX, valores altos de K_{DP} são observados nas partes inferiores das nuvens, estando associada a corrente descendente da própria queda da precipitação na nuvem. Nos instantes subsequentes, a coluna diminui. Um fator importante a ser mencionado, é a presença de dados faltantes nos dados do radar de Santa Tereza a partir da altura de 8 *km* de altura aproximadamente. Logo, apesar de não ser visualizada a formação de um núcleo de K_{DP} negativo (associado a formação de gelo) antes da intensificação da corrente descendente, como observado nos estudos de caso anteriores, suspeita-se que a falha dos dados possa ter sido um fator determinante para a não visualização. Essa possibilidade existe, pois nos instantes +10min e +20min, observam-se núcleos de K_{DP} negativo ainda presentes na nuvens. É claro que isso é apenas uma suposição, pois diferente dos demais eventos não observa-se um aumento muito significativo da corrente ascendente.

Por fim, a Figura 4.11 *d* mostra o corte vertical com poucas variações de ρ_{HV} , o que indica que não há muitos hidrometeoros com formas e orientações diferentes nas regiões onde não há falhas nos dados.

Portanto, para este estudo em específico, as variáveis polarimétricas mostraram principalmente a intensificação da corrente descendente no instante PMAX, mas não mostraram muitos indicativos da razão pela qual o evento de chuva intensa ocorreu. Dessa forma, sugere-se o desenvolvimento de diferentes análises para verificar os reais motivos de sua ocorrência, uma vez que este evento causou diversos transtornos para a população de Alfredo Chaves, como noticiado em [Tribuna Online \(2020\)](#).

Figura 4.11 - Similar a Figura 4.9, mas para o estudo de caso de Alfredo Chaves - ES. Os dados são advindos do radar de Santa Tereza.



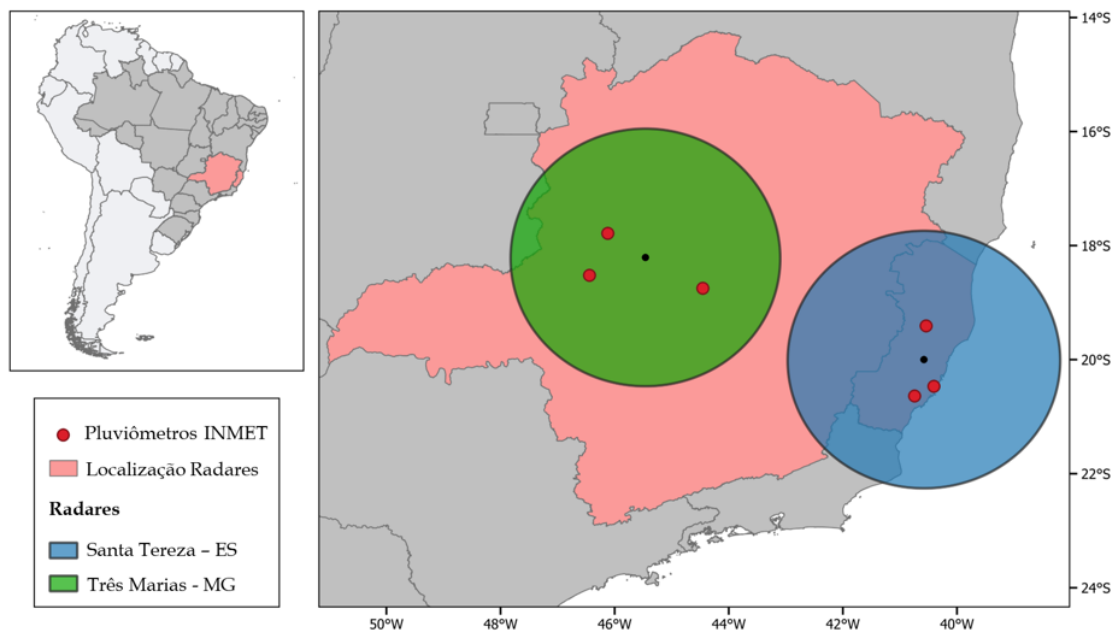
Fonte: Produção da autora.

4.3.4 Estudo de caso: região Sudeste

Neste último estudo de caso, apresenta-se uma abordagem diferente em relação aos 3 eventos anteriormente estudados. Essa diferença se dá pela razão de mostrar distintos tipos de análise que podem ser realizadas para esse tipo de evento, principalmente quando se trata de um assunto pouco abordado na literatura local, como é o caso do tema deste trabalho.

Dentre as cinco regiões estudadas neste trabalho, a região Sudeste foi a que apresentou o maior número de eventos selecionados cobertos por radares polarimétricos. Portanto, é utilizada como a área de interesse neste estudo de caso. A Figura 4.12 apresenta a localização dos radares utilizados neste estudo, bem como as estações automáticas do INMET em que os eventos foram selecionados.

Figura 4.12 - Localização dos radares de Santa Tereza (azul) e Três Marias (verde), e das estações automáticas do INMET (vermelho) utilizadas no estudo.



Fonte: Produção da autora.

Ressalta-se que todos os critérios de seleção das estações e dos eventos são os mesmos utilizados no trabalho como um todo. Além disso, também faz-se uso das mesmas metodologias utilizadas no trabalho, tanto para o cálculo do conteúdo de água (VIL) e gelo (VII) integrados nas nuvens, como para a construção dos CFADs. No entanto,

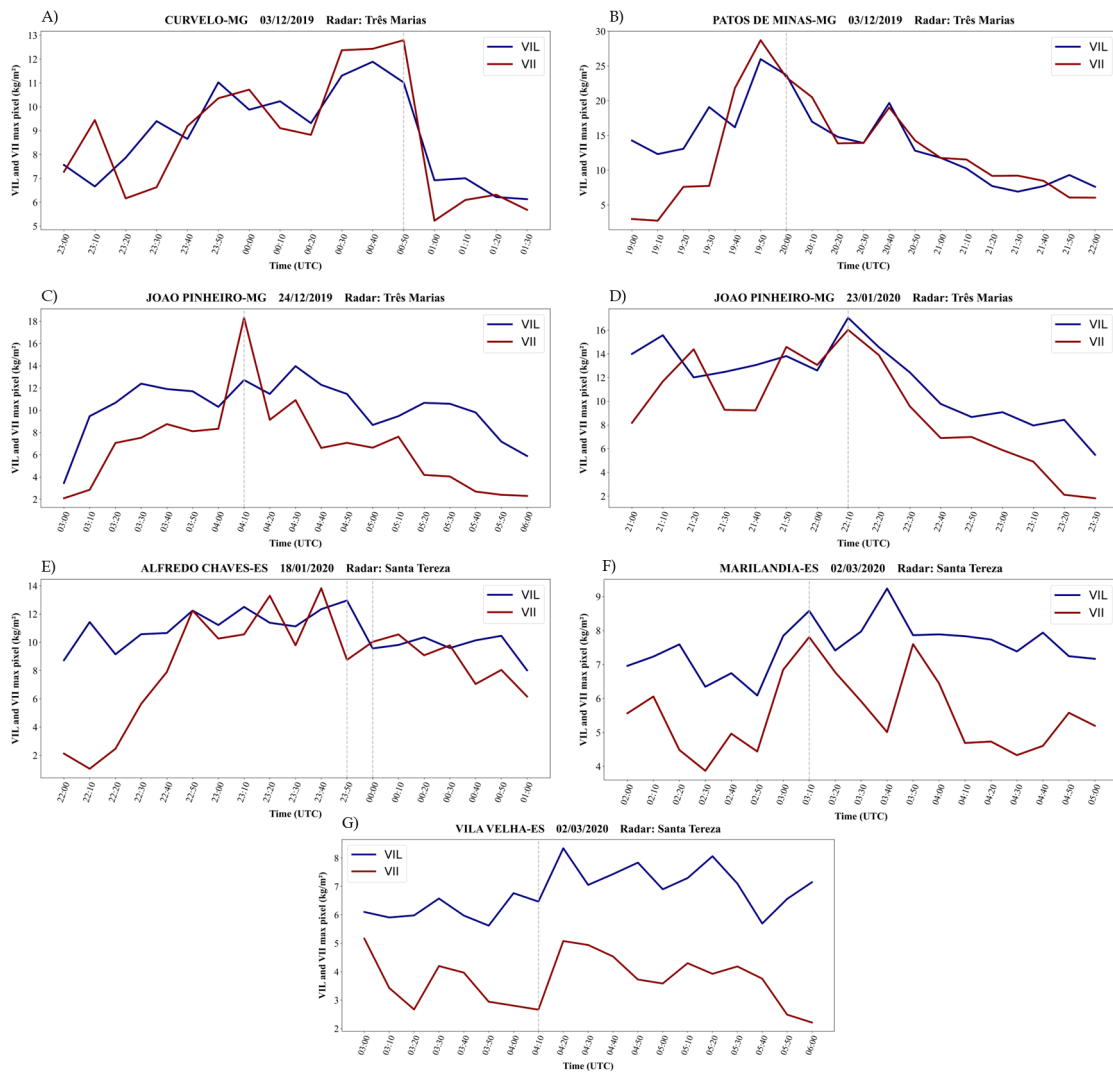
diferente da Seção 4.2.2 em que se analisam somente os CFADs de refletividade, aqui também é incluída uma análise do CFAD da variável Z_{DR} .

Após aplicar todos os critérios de validação, sete eventos de chuva intensa que acumularam mais de 40 mm em 1 hora foram selecionados. Na Figura 4.13 apresentam-se as séries temporais do cálculo do VIL e VII para os sete casos estudados. Através da comparação dos ciclos de vida VIL e VII com os campos de refletividade do radar para cada evento (não mostrado), observou-se que existem algumas diferenças e similaridades entre os mesmos. Como visto nas Figuras 4.13 *a*, *b*, *e*, e *f*, existe um aumento nos valores VIL e VII em momentos antes do instante PMAX (linha vertical tracejada). Logo após tal aumento, há uma queda abrupta nos valores. Sugere-se que esse aumento possa estar associado com o desenvolvimento da convecção, em que gotas de chuva e partículas de gelo crescem na nuvem, resultando em altos valores de refletividade. Quando a precipitação inicia, os valores de VIL e VII começam a diminuir. Apesar desses quatro eventos terem uma característica em comum (núcleos que se desenvolveram de forma isolada), notam-se algumas particularidades. Os eventos das Figuras 4.13 *a* e *b*, iniciaram seu ciclo de vida como núcleos pequenos e isolados, atingiram maturidade e logo dissiparam. No entanto, o evento da Figura 4.13 *e* apresentou aumento (principalmente no conteúdo de gelo), mas permaneceu com valores altos de VIL e VII por quase uma hora e somente depois diminuíram. Dentre os sete eventos aqui estudados, este foi o que mais acumulou chuva, com mais de 100 mm em 2 horas. Como discutido na análise do estudo de caso anterior, há um indicativo que este evento gerou um acumulado de chuva num período menor que 2 horas, devido à proximidade dos horários PMAX de ambos os casos que compõe este evento. Essa informação corrobora com o ciclo de vida VIL e VII, pois depois de 00 UTC, os valores de ambas as variáveis começam reduzir. Na Figura 4.13 *f*, existe um aumento do VIL e VII minutos antes do instante PMAX, e logo depois uma queda. No entanto, nos instantes subsequentes, o ciclo de vida apresenta um segundo pico no conteúdo de água e gelo. Essa característica é observada, pois durante o estágio em que a nuvem se encontra mais intensa, a mesma se divide em dois núcleos, com a parte responsável pelo registro mais alto de refletividade atingindo seu máximo e dissipando. Por outro lado, o outro núcleo intensifica novamente, resultando no segundo pico observado dos valores VIL e VII.

Os eventos das Figuras 4.13 *c* e *d* foram núcleos que pertenciam a sistemas precipitantes de maior escala, então em geral, não apresentaram grandes variações no ciclo de vida VIL e VII. No entanto, a principal diferença entre eles, é que o primeiro (em certo ponto), separou-se do sistema maior, e apresentou um pico de intensificação.

Finalmente, e similarmente aos anteriores, verificam-se poucas variações ao longo dos instantes do ciclo de vida VIL e VII no evento da Figura 4.13 *g*. Esse evento, foi um pequeno e localizado núcleo, o qual mostrou valores praticamente constantes de refletividade ao longo dos instantes analisados. Seu pico de VIL e VII não corrobora com o instante PMAX, e portanto, sugere-se que a nuvem responsável pelo evento, gerou chuva de forma mais constante ao longo da 1 hora de registro.

Figura 4.13 - Ciclo de vida dos conteúdos de água (VIL) e gelo (VII) integrados na nuvem, no pixel de maior intensidade (VIL e VII) de cada evento analisado. A linha vertical tracejada indica o instante PMAX.

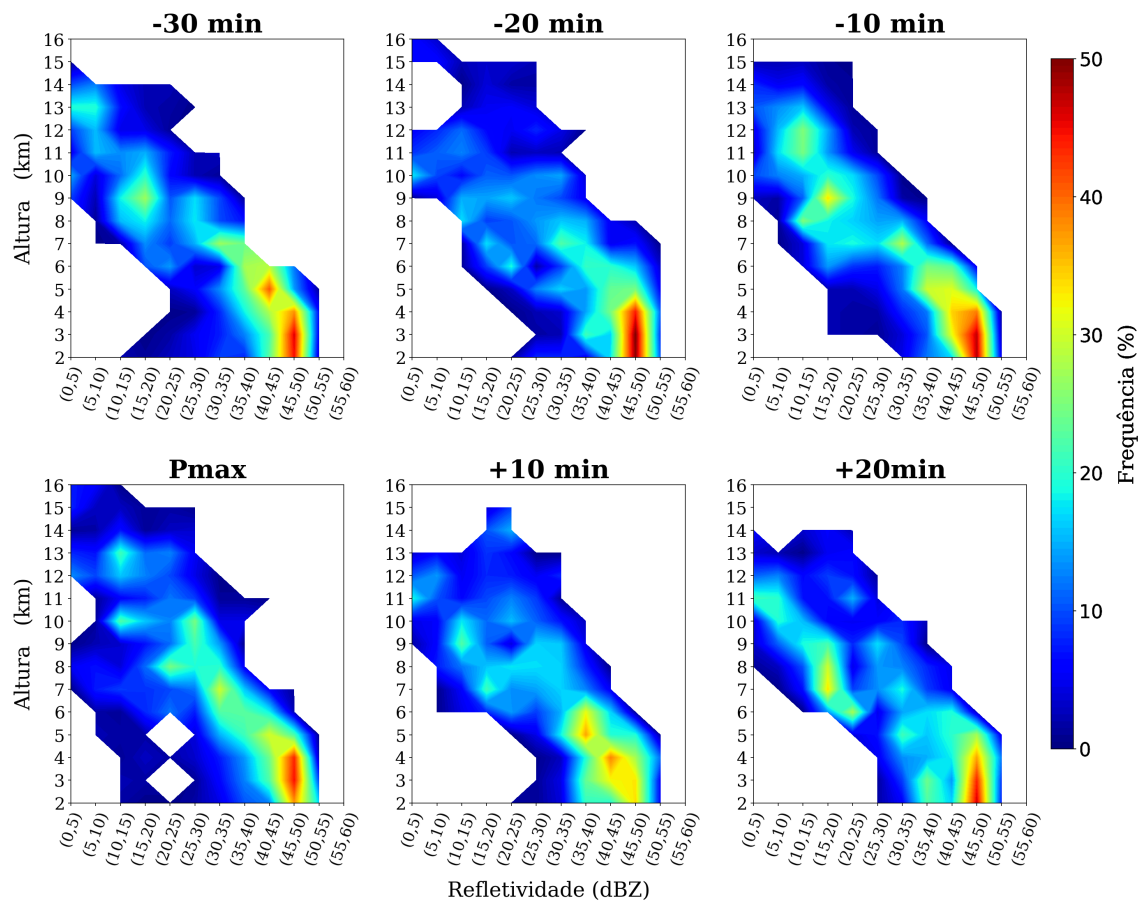


Fonte: Produção da autora.

Na Figura 4.14, apresenta-se o CFAD de refletividade dos sete casos selecionados. De uma maneira geral, não é visto uma mudança evidente na estrutura vertical dos eventos ao longo do período. Porém, destacam-se algumas características: Os valores mais altos de frequência são observados entre 45 - 50 dBZ , da base até aproximadamente 4 km de altura. No instante -10 min, observa-se um aumento nos valores de frequência, sugerindo um fortalecimento da corrente ascendente e a presença de gelo, uma vez que o PMAX é o instante de maior refletividade observado nos pluviômetros, e a presença de gelo nas nuvens propicia a ocorrência de refletividades mais altas. No instante do PMAX, a coluna anteriormente mais estruturada começa a diminuir em altura, possivelmente indicando o instante de início da precipitação. Nos instantes subsequentes não há um notável enfraquecimento das nuvens, e portanto, sugere-se que a chuva, em geral, não ocorreu somente em um instante de tempo, mas sim de maneira mais contínua. Sperling (2018) gerou CFADs de refletividade para 16 eventos de granizo que ocorreram na região Sul do Brasil. Diferentemente dos resultados obtidos neste estudo de caso, o autor encontrou a formação de uma coluna convectiva mais intensa, a qual logo após o granizo iniciar em superfície, rapidamente dissipou.

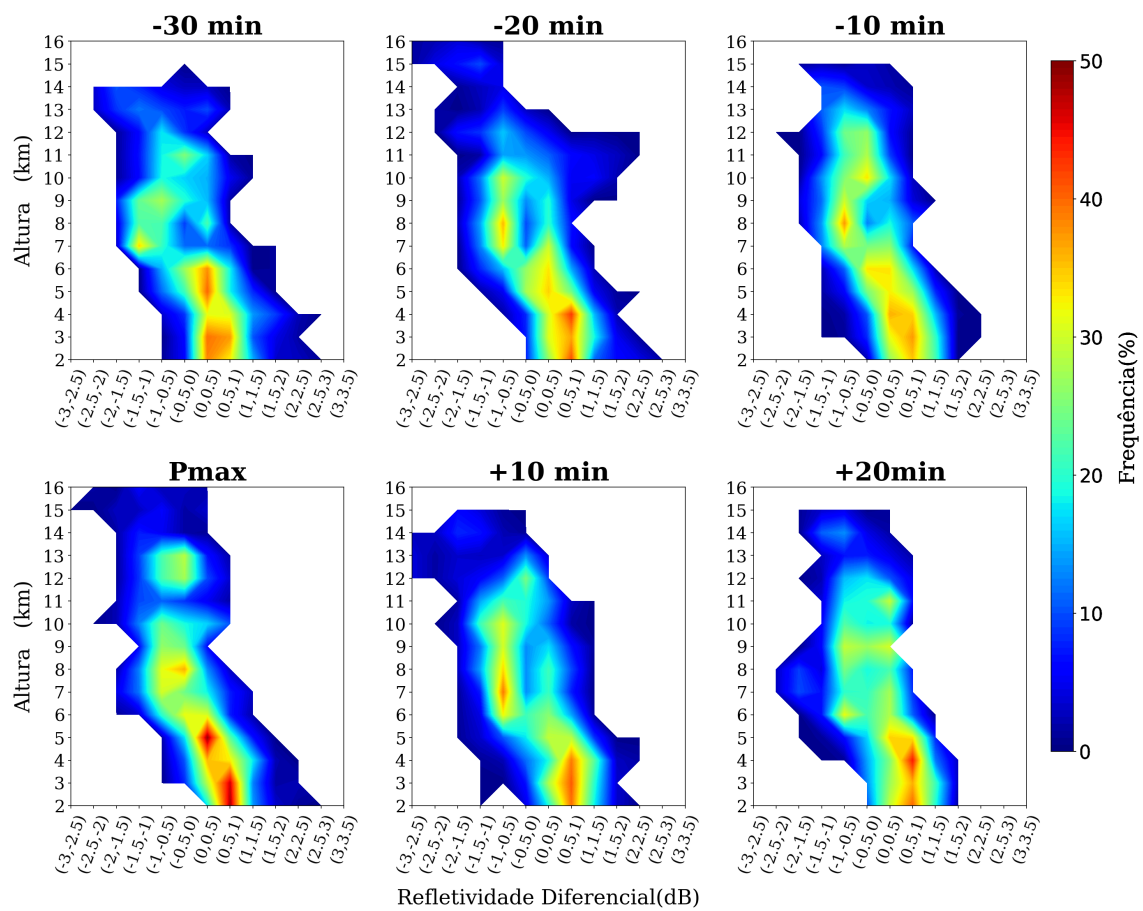
O cálculo do CFAD da variável Z_{DR} é mostrado na Figura 4.15. Nos instantes -30 min e -20 min, os maiores valores de frequência obtidos são entre os intervalos 0 e 1 dB , evidenciando a presença de gotículas esféricas em partes baixas das nuvens. Além disso, apesar de baixos, existem valores de frequência entre o intervalo 2,5 - 3 dB , indicando que as nuvens estavam em fase de crescimento. No instante -10 min, os valores de frequência nas partes mais baixas das nuvens diminuem. Em contrapartida, a coluna convectiva aumenta em altura. Este aumento da frequência de valores positivos Z_{DR} em partes mais altas das nuvens está associado às colunas Z_{DR} , também identificadas nos estudos de caso anteriores. Devido a um fortalecimento da corrente ascendente, gotas e gotículas são transportadas para regiões mais altas, as quais eventualmente congelam por processos de agregação a acreção por exemplo, resultando num pico de frequência em intervalos de Z_{DR} negativos, na altura de 8 km . No instante PMAX, as gotas líquidas caem dentro da nuvem e crescem através de processos de colisão e coalescência, exibindo os mais altos valores de frequência nas áreas mais inferiores das nuvens. Nos instantes subsequentes, os valores de frequência diminuem, porém, a coluna permanece com uma divisão clara de valores positivos de Z_{DR} até 6 km de altura, e valores negativos acima desta altura. Como não é muito evidente a desintensificação da coluna principal, sugere-se, como destacado na Figura 4.14, que a chuva ocorreu continuamente após a nuvem ter iniciado o processo de precipitação.

Figura 4.14 - Diagrama de frequência CFAD da variável refletividade usando uma amostra de 25 km^2 centralizada no valor de máximo VIL para cada instante analisado. O CFAD foi construído a partir dos 7 casos estudados, e portanto, com 175 perfis verticais. O PMAX é o período de referência no qual foi observado o máximo valor de refletividade sobre o pluviômetro dentro da hora de registro do acumulado de chuva. O eixo y refere-se à altura em km e o eixo x aos intervalos de refletividade em dBZ .



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.15 - Similar a Figura 4.14, mas para a variável Z_{DR} .



Refletividade Diferencial (dB)

Fonte: Produção da autora.

5 CONCLUSÕES

Apesar de existirem diferentes técnicas na literatura para definição de chuva intensa no Brasil, grande parte dos estudos realizados sobre o assunto consideram a ocorrência da chuva em escala diária. No entanto, diversos eventos que estão associados com enxurradas, alagamentos e/ou inundações rápidas (*flash floods*), ocorrem num curto período de tempo. No Brasil, existe uma escassez de estudos em relação a eventos de chuva intensa em escala sub-diária, sendo que os existentes, se dedicam a regiões muito específicas. Dessa forma, o objetivo principal deste estudo foi estudar a estrutura e os aspectos microfísicos associados à nuvens geradoras de chuvas intensas sobre o Brasil, as quais ocasionam altos acumulados em curtíssimo prazo (1h).

Os eventos de chuva intensa foram selecionados a partir dos dados horários dos pluviômetros automáticos do Instituto Nacional de Meteorologia. Após aplicação de diversos critérios de validação, 83 eventos foram selecionados, distribuídos pelas cinco regiões brasileiras.

Os eventos de chuva intensa selecionados apresentam a coluna convectiva principal com valores de refletividade variando entre 40 e 50 dBZ, a qual estende-se, de maneira geral, até aproximadamente 6 km de altura, em todas as regiões do Brasil. Os eventos ocorridos na região Nordeste, foram eventos mais rápidos em comparação aos da região Norte, uma vez que dentro do período analisado, a região Norte já apresentava as nuvens formadas no primeiro instante de análise, enquanto que na região Nordeste, ainda estavam em desenvolvimento. Nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, os valores de refletividade não apresentaram grandes variações ao longo dos horários analisados. No entanto, o fator responsável pelos resultados pouco expressivos, foi a divergência de eventos considerados em tais regiões, uma vez que cada sistema pode gerar diferentes estruturas de nuvens. Essa conclusão foi obtida a partir do cálculo dos desvios padrões dos eventos de cada região, em função da altura. A partir de tal cálculo, verifica-se que as únicas regiões em que os desvios ultrapassam o percentil 75, são as três regiões em questão. Além disso, os maiores desvios são observados a partir de 5 km de altura, confirmando a variabilidade das estruturas verticais dos eventos estudados nessas regiões em questão.

Os ciclos de vida VIL e VII, mostram que os eventos da região Sul foram os que obtiveram os maiores valores dentre as regiões ao longo dos instantes analisados. Esse resultado corrobora com o fato de que os eventos intensos que normalmente atingem a região possuem desenvolvimento vertical profundo, chegando à temperaturas de

topo muito baixas, as quais propiciam a formação de gelo nas nuvens, e muitas vezes, são caracterizadas como severas (FUJITA, 1973; DIAS, 1999; NASCIMENTO, 2005; BROOKS, 2006; ZIPSER et al., 2006). Os eventos das regiões Norte e Nordeste foram eventos mais rápidos do que os das regiões Sul e Centro-Oeste, uma vez que nas primeiras, é observada tanto a intensificação quanto desintensificação dos valores VIL e VII, e nas últimas, apenas a intensificação dos valores é bem evidenciada.

Em relação aos estudos de caso, verificou-se que o início da precipitação mais intensa dos eventos, foi precedida por uma intensificação momentânea da corrente ascendente, a qual é responsável pelo transporte de gotas e gotículas até partes mais altas das nuvens. Sugere-se que parte desse conteúdo congelou, devido as baixas temperaturas, mas em apenas 10 minutos o derretimento das partículas já foi observado nos estudos e houve uma intensificação na corrente descendente, verificada pelo aumento dos valores nas colunas K_{DP} e pela alta frequência de valores positivos Z_{DR} nas partes inferiores das nuvens do quarto estudo de caso. Entretanto, no terceiro estudo de caso não foi possível verificar claramente as colunas Z_{DR} associadas ao fortalecimento da corrente ascendente nos instantes antes da intensificação da corrente descendente e nem a formação de gelo nas partes mais altas da nuvem. Porém, foram verificadas diversas falhas nos dados do radar de Santa Tereza a partir de aproximadamente 8 km de altura, o que também prejudicou as análises do evento. Portanto, sugere-se o desenvolvimento de outras análises no futuro para verificar as condições que favoreceram a ocorrência deste evento, uma vez que o mesmo foi de grande prejuízo para o município. Além disso, o estudo de caso da região Sudeste mostrou que os eventos selecionados apresentaram um aumento abrupto do VIL e VII próximo ao instante P_{MAX} e logo depois uma queda, quando os eventos eram células de desenvolvimento isolado. Em contrapartida, quando os eventos pertenciam a sistemas maiores, não houve muitas variações no VIL e VII.

A partir de todas as análises realizadas, conclui-se que os eventos de chuva intensa que ocorrem em curto prazo são eventos que apresentam características de intensificação em sua estrutura de maneira muito rápida, independente da região do Brasil que ocorra. Além disso, o tipo de sistema responsável pela geração dos eventos é um grande influenciador dos resultados em relação às regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, uma vez que torna-se difícil encontrar certos padrões quando se tem diversos tipos de estruturas de nuvens. Portanto, sugere-se como desenvolvimento de trabalhos futuros, a realização das análises desses eventos fazendo uma separação do tipo de sistema sinótico (ou de mesoescala) responsável por gerá-los. Avaliando especificamente os eventos que ocorreram em diferentes localidades e gerados por diferentes

sistemas, conclui-se que a intensificação momentânea da corrente ascendente, e o degelo no instante subsequente, sejam os fatores determinantes para a intensificação da corrente descendente e conseqüentemente o início da precipitação intensa. Pelo fato dessas características ocorrerem em questão de poucos minutos, a previsibilidade dos sistemas é complexa, o que dificulta a emissão de avisos específicos em tempo hábil. Por fim, ressalta-se a importância da continuidade de estudos futuros que tenham como objetivo avaliar as condições atmosféricas determinantes dos eventos de chuva intensa que ocorrem em curtíssimo prazo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVARES, C. A. et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013. 1
- ANDERSON, M. E.; CAREY, L. D.; PETERSEN, W. A.; KNUPP, K. R. C-band dual-polarimetric radar signatures of hail. **Electronic Journal of Operational Meteorology**, v. 12, n. 2, p. 1–30, 2011. 11
- ANDRADE, K. M. **Climatologia e Comportamento dos Sistemas Frontais sobre a América do Sul**. 187 p. Dissertação de Mestrado em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007. 5
- AUSTIN, P. M.; BEMIS, A. C. A quantitative study of the “bright band” in radar precipitation echoes. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 7, n. 2, p. 145–151, 1950. 13
- BRASILIANSE, C. S.; DEREZYNSKI, C. P.; SATYAMURTY, P.; CHOU, S. C.; SANTOS, V. R. da S.; CALADO, R. N. Synoptic analysis of an intense rainfall event in paraíba do sul river basin in southeast Brazil. **Meteorological Applications**, v. 25, n. 1, p. 66–77, 2018. 6
- BRINGI, V. N.; CHANDRASEKAR, V. **Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2001. 8
- BROOKS, H. A global view of severe thunderstorms: estimating the current distribution and possible future changes, preprints. In: AMS SEVERE LOCAL STORMS SPECIAL SYMPOSIUM. **Proceedings...** Atlanta, 2006. 5, 49, 78
- BROOKS, H. E.; STENSRUD, D. J. Climatology of heavy rain events in the united states from hourly precipitation observations. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 4, p. 1194–1201, 2000. 1, 6, 7
- BRUNING, E. C.; RUST, W. D.; SCHUUR, T. J.; MACGORMAN, D. R.; KREHBIEL, P. R.; RISON, W. Electrical and polarimetric radar observations of a multicell storm in telex. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 7, p. 2525–2544, 2007. 11
- BUKOVČIĆ, P.; RYZHKOV, A.; ZRNIĆ, D.; ZHANG, G. Polarimetric radar relations for quantification of snow based on disdrometer data. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 1, p. 103–120, 2018. 36

CAMARGO, J. R.; VARGAS, E. G.; PERDOMO, C. A. C. A look to different approaches for the detection and correction of anomalous propagation in meteorological radars for its application in Colombia. **International Journal of Applied Engineering Research**, v. 13, n. 13, p. 11272–11278, 2018. 20, 22

CAREY, L. 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, n. 8, p. 2687–2710, 2000. 35

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the south Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377–2394, 2002. 1, 6

_____. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004. 5

CECCHINI, M. A.; DIAS, M. A. S.; MACHADO, L. A.; RODRIGUEZ, C. A. M.; BISCARO, T. Macrophysical and microphysical characteristics of convective rain cells observed during SOS-CHUVA. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 13, p. e2019JD031187, 2020. 33, 36

CHEN, C.-S.; CHEN, Y.-L.; LIU, C.-L.; LIN, P.-L.; CHEN, W.-C. Statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan. **Weather and Forecasting**, v. 22, n. 5, p. 981–1002, 2007. 6

COHEN, J.; DIAS, M. S.; NOBRE, C. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na amazônia. **Climanálise**, v. 4, n. 11, p. 34–40, 1989. 6

COHEN, J. C.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. 6

COSTA, I. **Avaliação dos dados produzidos pela rede de radares meteorológicos de banda “S” localizados no centro sul do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Cachoeira Paulista, 2007. 49

COSTA, S. B. Balanços de vorticidade e energia aplicados aos vórtices ciclônicos de altos níveis atuantes no oceano atlântico tropical sul e adjacências. **Universidade de São Paulo**, 2009. 5

DALMAN, D. M.; TANAMACHI, R. L.; SAUNDERS, P. E.; CHEONG, B. L.; BODINE, D.; BLUESTEIN, H. B.; WEINHOF, Z. B. Cataloging rapid-scan observations of Z_{DR} columns in supercells. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS. **Proceedings...** Stowe, VT, USA, 2018. v. 23. 62

DAWSON, D. T.; MANSELL, E. R.; KUMJIAN, M. R. Does wind shear cause hydrometeor size sorting? **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 1, p. 340–348, 2015. 18

DAWSON, D. T.; XUE, M.; MILBRANDT, J. A.; YAU, M. Comparison of evaporation and cold pool development between single-moment and multimoment bulk microphysics schemes in idealized simulations of tornadic thunderstorms. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 4, p. 1152–1171, 2010. 17

DIAS, M. S. **Storms in Brazil**. [S.l.]: Routledge, 1999. 5, 49, 78

DOLIF, G.; NOBRE, C. Improving extreme precipitation forecasts in Rio de Janeiro, Brazil: are synoptic patterns efficient for distinguishing ordinary from heavy rainfall episodes? **Atmospheric Science Letters**, v. 13, n. 3, p. 216–222, 2012. 1, 6

DOSWELL, C. A. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. **Weather and Forecasting**, v. 2, n. 1, p. 3–16, 1987. 6

DOVIAK, R.; ZRNIC, D. **Doppler radar and weather observations**.

Academic Press, 1993. ISBN 9780122214226. Disponível em:

<<https://books.google.com.br/books?id=sWljQgAACAAJ>>. 8

DUTRA, L. M. M. **Ciclones subtropicais sobre o Atlântico sul: análise da estrutura dinâmica de eventos**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2012. 5

ESCOBAR, G. C. J.; MARQUES, A. C. de A.; DEREZYNSKI, C. P. Synoptic patterns of south atlantic convergence zone episodes associated with heavy rainfall events in the city of rio de janeiro, Brazil. **Atmosfera**, 2020. 6

ESPACIAIS, I. N. de P. Boletim de monitoramento e análise climática.

Climanálise, 1986. 56

FERREIRA, V.; ANABOR, V. Climatologia de sistemas convectivos de mesoescala ocorridos sobre a América do Sul no período de 2005 a 2006. **Ciência e Natura**, v. 37, n. 1, p. 17–21, 2015. 5

FRENCH, M. N.; ANDRIEU, H.; KRAJEWSKI, W. F. Uncertainty in vertically integrated liquid water content due to radar reflectivity observation error. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 12, n. 2, p. 404–409, 1995. 13

FUJITA, T. T. Tornadoes around the world. **Weatherwise**, v. 26, n. 2, p. 56–83, 1973. 5, 49, 78

G1. **Temporal em Petrópolis: entenda o que provocou as chuvas intensas que causaram destruição na cidade**. 2022. Disponível em:

<<https://g1.globo.com/meio-ambiente/noticia/2022/02/15/temporal-em-petropolis-entenda-o-que-provocou-as-chuvas-intensas-que-causaram-destruicao-na-cidade.ghtml>>. Acesso em: 15 julho 2022. 7

GIANGRANDE, S. E.; RYZHKOV, A. V. Estimation of rainfall based on the results of polarimetric echo classification. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 9, p. 2445–2462, 2008. 12

GOMES, H. B.; AMBRIZZI, T.; HERDIES, D. L.; HODGES, K.; SILVA, B. F. P. da. Easterly wave disturbances over northeast Brazil: an observational analysis. **Advances in Meteorology**, v. 2015, 2015. 6

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. 35

GRIFFIN, E. M.; SCHUUR, T. J.; RYZHKOV, A. V. A polarimetric analysis of ice microphysical processes in snow, using quasi-vertical profiles. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 1, p. 31–50, 2018. 25

_____. A polarimetric radar analysis of ice microphysical processes in melting layers of winter storms using s-band quasi-vertical profiles. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 59, n. 4, p. 751–767, 2020. 25

GROISMAN, P. Y.; KNIGHT, R. W.; KARL, T. R. Heavy precipitation and high streamflow in the contiguous United States: trends in the twentieth century. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 219–246, 2001. 1, 6

_____. Changes in intense precipitation over the central united states. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 1, p. 47–66, 2012. 1

HASTENRATH, S. **Climate dynamics of the tropics**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012. 5, 50

- HERZEGH, P. H.; JAMESON, A. R. Observing precipitation through dual-polarization radar measurements. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 73, n. 9, p. 1365–1376, 1992. 14
- HITCHENS, N. M.; BROOKS, H. E.; SCHUMACHER, R. S. Spatial and temporal characteristics of heavy hourly rainfall in the United States. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 12, p. 4564–4575, 2013. 7
- HOMEYER, C. R.; KUMJIAN, M. R. Microphysical characteristics of overshooting convection from polarimetric radar observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 2, p. 870–891, 2015. 11
- HOUZE, R. A. Orographic effects on precipitating clouds. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 1, 2012. 39
- HUBBERT, J.; BRINGI, V.; CAREY, L.; BOLEN, S. Csu-chill polarimetric radar measurements from a severe hail storm in eastern Colorado. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n. 8, p. 749–775, 1998. 16
- KALTENBOECK, R.; RYZHKOV, A. Comparison of polarimetric signatures of hail at s and c bands for different hail sizes. **Atmospheric Research**, v. 123, p. 323–336, 2013. 19
- KENNEDY, P. C.; RUTLEDGE, S. A.; PETERSEN, W. A.; BRINGI, V. Polarimetric radar observations of hail formation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 8, p. 1347–1366, 2001. 11
- KONRAD, C. E. Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southeastern United States. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 557–571, 1997. 1, 6
- KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488–498, 1980. 6
- KRISHNAMURTI, T. N.; STEFANOVA, L.; MISRA, V. **Tropical meteorology**. [S.l.]: Springer, 1979. 50
- KUMJIAN, M. R. **The impact of precipitation physical processes on the polarimetric radar variables**. [S.l.]: The University of Oklahoma, 2012. 15, 18
- _____. Principles and applications of dual-polarization weather radar. part i: description of the polarimetric radar. **Journal of Operational Meteorology**, v. 1, 2013a. 8, 11, 14, 15, 16, 17, 61

_____. Principles and applications of dual-polarization weather radar. part ii: warm-and cold-season applications. **Journal of Operational Meteorology**, v. 1, 2013b. 15, 61, 62, 63, 65

_____. Weather radars. In: ANDRONACHE, C. (Ed.). **Remote sensing of clouds and precipitation**. [S.l.]: Springer, 2018. p. 15–63. 9, 11

KUMJIAN, M. R.; KHAIN, A. P.; BENMOSHE, N.; ILOTOVIZ, E.; RYZHKOV, A. V.; PHILLIPS, V. T. The anatomy and physics of z_{DR} columns: investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, n. 7, p. 1820–1843, 2014. 15, 16, 61, 62

KUMJIAN, M. R.; LOMBARDO, K. A. Insights into the evolving microphysical and kinematic structure of northeastern us winter storms from dual-polarization doppler radar. **Monthly Weather Review**, v. 145, n. 3, p. 1033–1061, 2017. 25

KUMJIAN, M. R.; RYZHKOV, A. V. Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 7, p. 1940–1961, 2008. 16, 63

KUMJIAN, M. R.; RYZHKOV, A. V.; MELNIKOV, V. M.; SCHUUR, T. J. Rapid-scan super-resolution observations of a cyclic supercell with a dual-polarization wsr-88d. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 10, p. 3762–3786, 2010. 63

KUMJIAN, M. R.; RYZHKOV, A. V.; REEVES, H. D.; SCHUUR, T. J. A dual-polarization radar signature of hydrometeor refreezing in winter storms. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 11, p. 2549–2566, 2013. 24

LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. de. Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. **Journal of Climate**, v. 14, n. 2, p. 208–218, 2001. 1, 6

LIER-WALQUI, M. van; FRIDLIND, A. M.; ACKERMAN, A. S.; COLLIS, S.; HELMUS, J.; MACGORMAN, D. R.; NORTH, K.; KOLLIAS, P.; POSSELT, D. J. On polarimetric radar signatures of deep convection for model evaluation: columns of specific differential phase observed during MC3E. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 2, p. 737–758, 2016. 16

- LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 1, p. 121–135, 2010. 1, 6
- LOURENÇO, M. **Vórtices ciclônicos em altos níveis que atuam no sul da América do Sul. 1996. 77p.** [S.l.: s.n.], 1996. 5
- LUND, N. R.; MACGORMAN, D. R.; SCHUUR, T. J.; BIGGERSTAFF, M. I.; RUST, W. D. Relationships between lightning location and polarimetric radar signatures in a small mesoscale convective system. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 12, p. 4151–4170, 2009. 11
- MACHADO, L. A. et al. Overview: precipitation characteristics and sensitivities to environmental conditions during goamazon2014/5 and acridicon-chuva. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 9, p. 6461–6482, 2018. 47
- MARENGO, J. Condições climáticas e recursos hídricos no norte brasileiro. **Clima e Recursos Hídricos no Brasil**, v. 9, p. 117–161, 2003. 5
- MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the amazon basin. **Journal of Climate**, v. 6, n. 4, p. 617–627, 1993. 5
- MARKOWSKI, P. M.; DOTZEK, N. A numerical study of the effects of orography on supercells. **Atmospheric Research**, v. 100, n. 4, p. 457–478, 2011. 39
- MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. The distribution of raindrops with size. **Journal of Meteorology**, v. 5, p. 165–166, 1948. 11
- MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A.; WILLIAMS, E. R.; ALBRECHT, R. I. Polarimetric radar characteristics of storms with and without lightning activity. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 23, p. 14–201, 2016. 11
- MURPHY, A. M.; RYZHKOV, A.; ZHANG, P. Columnar vertical profile (CVP) methodology for validating polarimetric radar retrievals in ice using in situ aircraft measurements. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 37, n. 9, p. 1623–1642, 2020. 2, 25
- NASCIMENTO, E. d. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121–140, 2005. 5, 49, 78

- NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of climate**, v. 4, n. 10, p. 957–988, 1991. 6
- ORTEGA, K. L.; KRAUSE, J. M.; RYZHKOV, A. V. Polarimetric radar characteristics of melting hail. part iii: Validation of the algorithm for hail size discrimination. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 4, p. 829–848, 2016. 19
- PAN, X.; LU, Y.; ZHAO, K.; HUANG, H.; WANG, M.; CHEN, H. Improving nowcasting of convective development by incorporating polarimetric radar variables into a deep-learning model. **Geophysical Research Letters**, v. 48, n. 21, p. e2021GL095302, 2021. 11
- PICCA, J.; SNYDER, J.; RYZHKOV, A. An observational analysis of Z_{DR} column trends in tornadic supercells. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY. **Proceedings...** Norman, OK, 2015. v. 15. 62
- PICCA, J. C.; KUMJIAN, M.; RYZHKOV, A. Z_{DR} columns as a predictive tool for hail growth and storm evolution. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS. **Proceedings...** [S.l.], 2010. 62
- PRISTO, M. V. d. J.; DERECZYNSKI, C. P.; REGOTO, P. d.; MENEZES, W. F. Climatologia de chuvas intensas no município do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 4, p. 615–630, 2018. 1, 6, 7
- QUADRO, M. F. L. d. Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico sul (ZCAS) sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 17, p. 210–210, 1999. 5
- QUEIROZ, A. P. **Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar**. 131 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009. 29
- RAUBER, R. M.; NESBITT, S. W. **Radar meteorology: a first course**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2018. 8, 9, 14
- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. d.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 185–204, 2010. 5, 6
- REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. d. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. 2012. 5

- ROCHA, R. P. D.; MORALES, C. A.; CUADRA, S. V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: an evaluation of regional climate model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D10, 2009. 6
- ROMINE, G. S.; BURGESS, D. W.; WILHELMSON, R. B. A dual-polarization-radar-based assessment of the 8 may 2003 Oklahoma city area tornadic supercell. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 8, p. 2849–2870, 2008. 63
- RYZHKOV, A.; DIEDERICH, M.; ZHANG, P.; SIMMER, C. Potential utilization of specific attenuation for rainfall estimation, mitigation of partial beam blockage, and radar networking. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 31, n. 3, p. 599–619, 2014. 10
- RYZHKOV, A.; ZHANG, P.; REEVES, H.; KUMJIAN, M.; TSCHALLENER, T.; TRÖMEL, S.; SIMMER, C. Quasi-vertical profiles—a new way to look at polarimetric radar data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 33, n. 3, p. 551–562, 2016. 15, 20, 24, 25
- RYZHKOV, A. V.; GIANGRANDE, S. E.; SCHUUR, T. J. Rainfall estimation with a polarimetric prototype of wsr-88d. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, n. 4, p. 502–515, 2005. 12
- RYZHKOV, A. V.; KUMJIAN, M. R.; GANSON, S. M.; ZHANG, P. Polarimetric radar characteristics of melting hail. part ii: practical implications. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 12, p. 2871–2886, 2013. 10, 11
- RYZHKOV, A. V.; SCHUUR, T. J.; BURGESS, D. W.; ZRNIC, D. S. Polarimetric tornado detection. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, n. 5, p. 557–570, 2005. 63
- RYZHKOV, A. V.; ZRNIC, D. S. **Radar polarimetry for weather observations**. [S.l.]: Springer, 2019. 11, 12, 13, 17, 18, 19, 35, 61
- SACHIDANANDA, M.; ZRNIC, D. Rain rate estimates from differential polarization measurements. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 4, n. 4, p. 588–598, 1987. 12
- SARAIVA, I. **Variabilidade regional das nuvens de chuva na bacia amazônica visto por uma rede de radares meteorológicos**. Tese (Doutorado

em Clima e Ambiente) — Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, 2016. 49

SCHROM, R. S.; KUMJIAN, M. R.; LU, Y. Polarimetric radar signatures of dendritic growth zones within colorado winter storms. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 54, n. 12, p. 2365–2388, 2015. 21

SEGALL, J. H.; FRENCH, M. M.; KINGFIELD, D. M.; LOEFFLER, S. D.; KUMJIAN, M. R. Storm-scale polarimetric radar signatures associated with tornado dissipation in supercells. **Weather and Forecasting**, v. 37, n. 1, p. 3–21, 2022. 61

SELIGA, T. A.; BRINGI, V. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 15, n. 1, p. 69–76, 1976. 9

SEO, B.-C.; KRAJEWSKI, W. F.; QI, Y. Utility of vertically integrated liquid water content for radar-rainfall estimation: quality control and precipitation type classification. **Atmospheric Research**, v. 236, p. 104800, 2020. 13

SHRESTHA, P.; TRÖMEL, S.; EVARISTO, R.; SIMMER, C. Evaluation of modeled summertime convective storms using polarimetric radar observations. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, p. 1–38, 2021. 11

SILVA, F. P. da; FILHO, O. C. R.; SAMPAIO, R. J.; DRAGAUD, I. C. D. V.; ARAÚJO, A. A. M. de; SILVA, M. G. A. J. da; PIRES, G. D. Evaluation of atmospheric thermodynamics and dynamics during heavy-rainfall and no-rainfall events in the metropolitan area of Rio de Janeiro, Brazil. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 131, n. 3, p. 299–311, 2019. 6

SILVA, F. P. da; FILHO, O. C. R.; SILVA, M. G. A. J. da; SAMPAIO, R. J.; PIRES, G. D.; ARAÚJO, A. A. M. de. Atmospheric thermodynamics and dynamics during convective, stratiform and nonprecipitating clouds over the metropolitan area of Rio de Janeiro–Brazil. **Atmósfera**, 2020. 6

_____. Identification of rainfall and atmospheric patterns associated with Quitandinha river flooding events in Petropolis, Rio de Janeiro (Brazil). **Natural Hazards**, v. 103, n. 3, p. 3745–3764, 2020. 6

SINCLAIR, M. R. An objective cyclone climatology for the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 10, p. 2239–2256, 1994. 5

SNYDER, J. C.; BLUESTEIN, H. B.; VENKATESH, V.; FRASIER, S. J. Observations of polarimetric signatures in supercells by an x-band mobile doppler radar. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 1, p. 3–29, 2013. 63

SOHN, B.; RYU, G.-H.; SONG, H.-J.; OU, M.-L. Characteristic features of warm-type rain producing heavy rainfall over the korean peninsula inferred from trmm measurements. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 11, p. 3873–3888, 2013. 56

SOHN, B.-J.; RYU, G.-H.; SONG, H.-J. Observational characteristics of warm-type heavy rainfall. In: LEVIZZANI, V.; KIDD, C.; KIRSCHBAUM, D. B.; KUMMEROW, C. D.; NAKAMURA, K.; TURK, F. J. (Ed.). **Satellite precipitation measurement**. [S.l.]: Springer, 2020. p. 745–759. 56

SOLARI, F. I.; BLÁZQUEZ, J.; SOLMAN, S. A. Relationship between frontal systems and extreme precipitation over southern south america. **International Journal of Climatology**, 2022. 5

SONG, H.-J.; SOHN, B.-J.; HONG, S.-Y.; HASHINO, T. Idealized numerical experiments on the microphysical evolution of warm-type heavy rainfall. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 3, p. 1685–1699, 2017. 56

SPERLING, V. B. **Processos físicos e elétricos das tempestades de granizo na região sul do Brasil**. 211 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2018. 22, 23, 24, 35, 36, 52, 73

STEVENS, A. P. Introduction to the basic drivers of climate. 2010. 50

STRAKA, J. M.; ZRNIĆ, D. S.; RYZHKOV, A. V. Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: synthesis of relations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 8, p. 1341–1372, 2000. 8, 15

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 598–617, 2007. 1, 6

THOMPSON, E. J.; RUTLEDGE, S. A.; DOLAN, B.; THURAI, M.; CHANDRASEKAR, V. Dual-polarization radar rainfall estimation over tropical oceans. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 3, p. 755–775, 2018. 12

TOBIN, D. M.; KUMJIAN, M. R. Polarimetric radar and surface-based precipitation-type observations of ice pellet to freezing rain transitions. **Weather and Forecasting**, v. 32, n. 6, p. 2065–2082, 2017. 25

_____. Microphysical and polarimetric radar modeling of hydrometeor refreezing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 78, n. 6, p. 1965–1981, 2021. 61

TRIBUNA ONLINE. **Alfredo Chaves é a cidade que mais recebeu chuva em janeiro no Brasil, diz instituto**. 2020. Disponível em: <<https://tribunaonline.com.br/previsaodotempo/alfredo-chaves-e-a-cidade-que-recebeu-mais-chuva-em-janeiro-no-brasil-diz-instituto-60662>>. Acesso em: 20 maio 2022. 68

TRÖMEL, S.; RYZHKOV, A.; HICKMAN, B.; MÜHLBAUER, K.; SIMMER, C. Climatology of the vertical profiles of polarimetric radar variables at x band in stratiform clouds. In: AMS CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 38. **Proceedings...** [S.l.], 2017. p. 5. 24, 25

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 92, n. D8, p. 9591–9613, 1987. 5

VENTURA, J. F. i; HONORÉ, F.; TABARY, P. X-band polarimetric weather radar observations of a hailstorm. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 30, n. 9, p. 2143–2151, 2013. 11

VILLARINI, G.; KRAJEWSKI, W. F. Review of the different sources of uncertainty in single polarization radar-based estimates of rainfall. **Surveys in Geophysics**, v. 31, n. 1, p. 107–129, 2010. 11

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Elsevier, 2006. 52, 57

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over the south Atlantic ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 55, n. 2, p. 205–207, 1977. 6

YUTER, S. E.; HOUZE, R. A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. part ii: frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 7, p. 1941–1963, 1995. 21, 22, 23, 36

ZHAO, K. et al. Recent progress in dual-polarization radar research and applications in China. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 9, p. 961–974, 2019. [2](#), [8](#)

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1072, 2006. [5](#), [49](#), [78](#)

ZRNIĆ, D.; RYZHKOV, A. Advantages of rain measurements using specific differential phase. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 13, n. 2, p. 454–464, 1996. [12](#)

ZRNIC, D. S.; RYZHKOV, A. V. Polarimetry for weather surveillance radars. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, n. 3, p. 389–406, 1999. [15](#)

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.