



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.30.22.01-TDI

RELAÇÃO ENTRE RAIOS E MICROFÍSICA PARA POTENCIAL USO EM ASSIMILAÇÃO DE DADOS

Carolina de Souza Araujo

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos Drs.
Luiz Augusto Toledo Machado, e
Jean-François Ribaud, aprovada
em 28 de maio de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R7MA5H>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos
Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia
Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra
(CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação
(SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.30.22.01-TDI

RELAÇÃO ENTRE RAIOS E MICROFÍSICA PARA POTENCIAL USO EM ASSIMILAÇÃO DE DADOS

Carolina de Souza Araujo

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos Drs.
Luiz Augusto Toledo Machado, e
Jean-François Ribaud, aprovada
em 28 de maio de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R7MA5H>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Araujo, Carolina de Souza.

Ar15r Relação entre raios e microfísica para potencial uso em
assimilação de dados / Carolina de Souza Araujo. – São José dos
Campos : INPE, 2018.

xvi + 69 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.30.22.01-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional
de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Luiz Augusto Toledo Machado, e Jean-
François Ribaud.

1. Descargas elétricas. 2. Radar dupla polarização.
3. Classificação. 4. GLM. 5. Hidrometeoros e assimilação.
I.Título.

CDU 551.594.21



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/).

Aluno (a): **Carolina de Souza Araujo**

Título: "RELAÇÃO ENTRE RAIOS E MICROFÍSICA PARA POTENCIAL USO EM ASSIMILAÇÃO DE DADOS".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Éder Paulo Vendrasco



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado

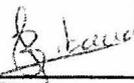


Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Jean-François Ribaud



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Christian Kummerow



Convidado(a) / CSU / Estados Unidos - USA

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

() unanimidade

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de dizer que esse trabalho só foi possível devido ao esforço conjunto e apoio de tantas pessoas maravilhosas que cruzam a minha vida e por isso, tenho muito que agradecer a Deus e a todos que estão sempre me ajudando nessa jornada da vida.

Agradeço profundamente ao meu orientador Luiz Augusto não apenas por toda orientação, mas pelo apoio e confiança em mim desde o começo do trabalho; por ter conseguido tirar o melhor que eu podia oferecer e por ter me mostrado que devo confiar no meu próprio trabalho. Ao Jeff, meu co-orientador, muito obrigada por estar sempre mais que disposto a me orientar e ajudar, o apoio e aprendizado que tive com você ao longo desses anos vai além do que posso expressar e foi fundamental, sem você absolutamente nada teria acontecido. Muito obrigada!

Agradeço pelo apoio e aprendizado que tive com todos pesquisadores, professores e funcionários do CPETC/INPE. Ao Dirceu agradeço por ter me guiado quando cheguei ainda perdida no CPETC e por estar sempre por perto quando precisei. Um muito obrigada em especial ao Thiago, por toda a ajuda, esclarecimentos técnicos e disponibilidade que teve comigo ao longo do mestrado, e também ao Éder, pelo seu envolvimento, ensinamentos e contribuição na reta final do trabalho, foi de muita importância para mim.

E, por fim, agradeço à CAPES e ao CNPQ por me proporcionarem essa oportunidade de realizar a minha pós-graduação no INPE. E a FAPESP pelos dados e infraestrutura disponibilizados ao longo da campanha SOS-CHUVA.

Agradeço aos meus pais, não só por esse momento, mas por sempre, ao longo de toda a minha vida, terem me dado a base necessária para caminhar no mundo ao mesmo tempo que me incentivaram a sonhar e viver meus sonhos. Mas principalmente, obrigada por me compreenderem de uma maneira real e por estarem sempre, sempre, ao meu lado. Eu não poderia imaginar pais melhores que vocês, essa dissertação também é de vocês!

Agradeço ao Luiz pelo amor e pela paciência de estar sempre disposto a me ouvir, acalmar e mostrar que nem tudo está perdido quantas vezes fossem necessárias. Também muito obrigada pelo carinho, sabedoria e companheirismo de saber quando me acolher e quando me dar o espaço necessário, ao longo desse mestrado isso foi de valor inestimável.

Agradeço à toda minha família vocês são partes fundamentais de quem eu sou em especial, ao meu tio Cisa, ao Filipe e aos meus avós pelos cuidados comigo sempre.

Agradeço a todos os meus amigos, vocês fazem tudo ser mais leve e alegre! Um muito obrigada à Michelle e à Agatha pela amizade de sempre! E, não tenho palavras para agradecer a todos os amigos que esse mestrado me deu, vocês foram sem dúvida o meu melhor presente, fizeram tudo valer a pena. Em especial tenho muito que agradecer a Renata, Mariah, Rute, Alice, Mylene, Álvaro, Luiz, Mabel, Lina, Joao e Romero, não sei o que teria sido desses anos em Cachoeira sem vocês!

RESUMO

A manifestação de raios em tempestades é resultante da presença de um campo elétrico suficientemente intenso para romper a rigidez dielétrica do ar e permitir a ocorrência da descarga. A explicação mais aceita para formação de tal campo tem por base a troca de carga que se dá durante a colisão entre as partículas de gelo presente na nuvem, especialmente *graupel* e cristais de gelo, e a posterior transporte dessas partículas carregadas para diferentes regiões formando os polos de carga. Essa relação existente entre a descarga e os elementos microfísicos da nuvem é o principal aspecto no qual se baseia o trabalho. Seu objetivo principal consiste em elaborar perfis verticais médios das variáveis polarimétricas para diferentes classes de densidade de descargas elétricas de acordo com a grade do GLM e, analisar o uso potencial desses perfis no processo de assimilação de dados em modelos de alta resolução espacial e temporal. As principais ferramentas utilizadas foram o radar de dupla polarização de banda X localizado na cidade Campinas-SP e a Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (GLM proxy), além disso, os pixels do GLM sobre a região foram usados para calcular a densidade de descargas elétricas. As diferenças observadas entre os perfis médios de cada classes para as variáveis Z_H , Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} foram mais notáveis entre a superfície e a camada de derretimento. Nas classes maiores foi possível notar assinaturas que podem estar associadas a uma maior concentração de partículas de gelo em regiões mais altas, a presença de gotas super-resfriadas acima do nível de congelamento e a ocorrência de gotas de chuva maiores e mais oblatas. No entanto, para se observar mais detalhadamente os aspectos microfísicos da nuvem o algoritmo de classificação de hidrometeoros, com base na lógica *fuzzy*, foi utilizado para elaborar uma distribuição percentual dos hidrometeoros de acordo com a classe permitindo notar, por exemplo, a presença das partículas de *graupel* e cristais de gelo em maiores altitudes em classes maiores. Além disso, observou-se que a distância entre a região com mais concentração dessas duas partículas também é significativamente maior em sistemas mais intensos, o que é coerente com a presença de um campo elétrico mais forte e a ocorrência de um maior número de raios. Os perfis convectivos médios de refletividade foram utilizados para analisar o seu possível uso como forma de relacionar, mesmo que indiretamente, as informações de descargas elétricas no processo de assimilação e verificar o seu impacto. Foi selecionado um evento no dia 3 de dezembro de 2016 e três rodadas do modelo *Weather Research*

and Forecast (WRF) foram geradas: sem assimilação, assimilando os dados de refletividade e vento do radar e, assimilando os perfis médios de refletividade associados às densidades de descargas elétricas. De maneira geral, a previsão obtida assimilando os perfis apresentou resultados melhores do que sem assimilação e, em relação à assimilação com os dados de radar, os campos gerados com os perfis tiveram um desempenho mais positivo a partir da primeira hora de previsão e alocaram melhor sistemas precipitantes um pouco mais intensos. Diante dos resultados obtidos nesse trabalho, e da grande possibilidade oferecida pelo recém lançado GLM, especialmente no que diz respeito à sua cobertura espacial, buscar estudar e otimizar o uso dos perfis no processo de assimilação pode contribuir com a previsão de curto tempo.

Palavras-Chave: Descargas elétricas, radar dupla polarização, classificação, GLM, hidrometeoros e assimilação

A RELATIONSHIP BETWEEN LIGHTNING AND MICROPHYSICS FOR AND ITS POSSIBLE USE ON DATA ASSIMILATION.

ABSTRACT

The occurrence of lightning in storms is a result of an electric field strong enough to break the dielectric strength of air allowing the discharge. The most accepted explanation for the development of such intense field is based on the charge exchange between the collision of ice particles in the cloud, especially graupel and ice crystals, and the subsequent transport of these charged particles into different regions forming different poles inside the cloud. This relationship between the lightning and cloud microphysics is the main aspect on which the work is based. The main goal is to elaborate average vertical profiles of polarimetric variables for different classes of lightning density according to the GLM grid and then, evaluate the potential use of these profiles for data assimilation in models of high spatial and temporal resolution. The data was based on a X-band polarimetric radar located in the city of Campinas-SP and on the Brazilian Network for the Detection of Atmospheric Discharge (GLM proxy). In addition to that, GLM pixels over the region were used to calculate the lightning density. The main differences between each class averaged profiles for the four variables Z_H , Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} was in the region between the surface and the melting layer. For more intense classes, it was observed signatures related with higher concentration of ice particles in altitudes, the presence of supercooled drops above the freezing level and with the occurrence of larger and more oblate raindrops. However, to better observe the microphysical aspects of the cloud, a hydrometeor classification algorithm, based on the fuzzy logic, was used to elaborate a percentage distribution of the hydrometeors according to the density class. Observing the classification results is possible to notice, for example, the presence of graupel and ice crystals at higher elevations associated with more electric activity. It was also observed an increase in the distance between the region of higher concentration of these two particles in more intense systems, which is coherent with the presence of a stronger electric field and therefore greater number of lightning. Aiming to analyze the impact of the reflectivity profiles on the assimilation process as a possibility to indirectly correlated them with lightning information, it was made a study for the December 3th 2016 case. Using the Weather Research and Forecast (WRF) model three different forecasts were

generated: without assimilation, assimilating radar reflectivity and wind data and assimilating the reflectivity profiles. In general, the forecast obtained with profiles assimilation presented better results than without assimilation and, comparing to radar data assimilation, the reflectivity fields generated with the profiles had a better performance apart from the first hour of forecasting and they also allocated better more intense precipitation systems. Considering the results obtained in this work and all the possibilities offered by the recently launched GLM, especially regarding its spatial coverage, it can be interesting to better understand and optimize the use of the mean profiles aiming to improve nowcasting.

Key words: Lightnings, Dual-polarization radar, classification, GLM, hidrometeors and assimilation.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1 - Estratégia de scan do radar polarimétrico banda-X de Campinas	7
Figura 3.2 - Esquema de funcionamento do radar de dupla polarização.....	10
Figura 3.3 - Resumo das diferentes variáveis polarimétricas.	13
Figura 3.4 - Troca de cargas de acordo com o mecanismo de carregamento indutivo ...	15
Figura 3.5 - Representação gráfica da troca de cargas entre graupel e cristal de gelo após a colisão.....	16
Figura 4.1 - Área foco do estudo, sendo que as linhas em laranja mostram o diâmetro de abrangência do XPOL.	23
Figura 4.2 - Sensores da rede BrasilDAT	24
Figura 4.3 - Localização e relevo da região do projeto SOS-CHUVA.	24
Figura 5.1 - Mecanismo de composição do <i>flash</i> pelo LCFA.....	28
Figura 5.2 - Representação do recorte feito para selecionar os pixels do GLM sobre a região de Campinas. Em cinza estão os pixels utilizados no trabalho para calcular a densidade de descarga elétrica e em branco os pixels fora da área de abrangência do radar.....	29
Figura 5.3 - Perfis verticais médios de refletividade variando com a densidade de descargas, com resolução vertical de a) 500 m, b) 750 m e c) 1 km.....	31
Figura 5.4 - A figura a mostra o resultado da classificação convectivo – estratiforme em um CAPPI 3km (a) e (b) na 2ª elevação do PPI.....	33
Figura 6.1 - Perfis convectivos, estratiformes e sem classificação para a) Z_H e b) Z_{DR} ...	40
Figura 6.2 - Perfis convectivos, estratiformes e sem classificação do sistema para a) KDP e b) ρ_{HV}	41
Figura 6.3 - Perfis convectivos médios de Z_H , Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} para as seis diferentes classes de descargas elétricas.	44
Figura 6.4 – Perfis médios de a) Z_H , b) Z_{DR} , c) K_{DP} e d) ρ_{HV} sendo NOHF o perfil referentes à não ocorrência de descargas elétricas, LOW, MID e HIGHG correspondente às seguintes densidades de descargas 1–6 $\text{srckm}^{-2} (4 \text{ min})^{-1}$, 7–13 $\text{srckm}^{-2} (4 \text{ min})^{-1}$ e 14–430 $\text{srckm}^{-2} (4 \text{ min})^{-1}$	45

Figura 6.5- Classificação dos hidrometeoros obtida através dos perfis médios convectivos de ZH, ZDR, KDP, ρ HV. A classificação foi feita com base nos seguintes hidrometeoros chuva fraca (LR), chuva (RN), melting hail (MH), wet snow (WS), neve (AG), graupel de alta.....	48
Figura 6.6 - Distribuição percentual dos hidrometeoros ao longo da vertical para as diferentes classes de densidade. Obtidos para o caso do dia 03 de dezembro de 2016.	50
Figura 6.7 - A figura apresenta o CAPPI 3km e as descargas que ocorreram ao longo dos 10 minutos para realizar scan volumétrico. A imagem a) se refere as 1430 UTC, b) as 1530 UTC, c) as 1630 UTC e d) as 1730 UTC.	52
Figura 6.8 - Campos de refletividade às 19 UTC de 03/12/2016 obtidos com WRF a) sem assimilação, b) com assimilação dos dados de radar, c) com assimilação dos perfis convectivos e d) o campo observado pelo radar.	53
Figura 6.9 - Campos de refletividade às 20 UTC de 03/12/2016 obtidos com WRF a) sem assimilação, b) com assimilação dos dados de radar, c) com assimilação dos perfis convectivos e d) o campo observado pelo radar.	54
Figura 6.10 - Campos de refletividade às 22 UTC de 03/12/2016 obtidos com WRF a) sem assimilação, b) com assimilação dos dados de radar, c) com assimilação dos perfis convectivos e d) o campo observado pelo radar.....	55
Figura 6.11 - RMSE para os três produtos, sem assimilação (linha preta), com assimilação de radar (linha vermelha) e dos perfis convectivos (linha azul).	56
Figura 6.12 - Curvas de FSS para os três produtos, sem assimilação (linha preta), com assimilação de radar (linha vermelha) e dos perfis convectivos (linha azul), para diferentes limiares mínimos de refletividade a) 1dBZ, b)10 dBZ, c) 20 dBZ, d) 30 dBZ e e) 40 dBZ.	57

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 - Parâmetros do radar de dupla polarização banda-X durante a campanha SOS-CHUVA.....	22
Tabela 5.1 - Número de descargas por pixel durante 5 minutos para cada classe.....	30
Tabela 5.2 - Informações horárias relativas aos perfis	35
Tabela 6.1 - Percentual de pixels classificados entres as seis classes e, percentual de descargas por classe	39

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	5
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	7
3.1 Radares Meteorológicos	7
3.2 O Processo de Eletrificação.....	14
3.2.1 Mecanismo de Carregamento Não Indutivo.....	15
3.2.2 Estrutura das Cargas Dentro da Nuvem	17
3.3 Classificação de Hidrometeoros	19
4. PROJETO SOS-CHUVA.....	22
5. METODOLOGIA.....	25
5.1 Uso do GLM.....	25
5.2 Densidade de Raios	28
5.3 Classificação Convectiva e Estratiforme.....	31
5.4 Avaliação e análise dos perfis	33
5.4.1 Assimilação	34
5.4.1.1 Avaliação do Modelo.....	35
5.4.2 Classificação de Hidrometeoros	36
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	38
6.1 Primeira Etapa: Diferenças entre perfis convectivos e estratiforme.....	38
6.2 Segunda Etapa: Avaliação das variáveis polarimétricas em relação à intensidade de descarga.....	42
6.3 Terceira Etapa: Estudo de Caso do dia 3 de dez. de 2016.....	49

6.3.1 Classificação dos hidrometeoros	49
6.3.2 Assimilação de dados no evento de 3 de dez. de 2016.....	51
7. CONCLUSÃO.....	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63

1. INTRODUÇÃO

Em meio às mudanças que o clima vem passando nas últimas décadas, tem se observado uma recente tendência no aumento de precipitações intensas e ocorrência de descargas elétricas em diferentes regiões do planeta (IPCC, 2013). Segundo o National Severe Storms Laboratory (NSSL) a cada momento existem aproximadamente 2000 tempestades acontecendo no mundo e, sua ocorrência pode estar associada a alguns riscos como chuvas intensas e de granizos, turbulências, intensos *updrafts*, *downbursts*, ciclones de mesoescala entre outros (STULL, 2016). As chuvas intensas, ou tempestades, diante de certas condições, podem causar danos como inundações e tornados acarretando prejuízos econômicos e até mesmo perda de vidas. Dentre os diversos eventos climáticos que existem, as tempestades são as que levam ao maior número de perdas de vidas anualmente ao redor do planeta (<https://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/thunderstorms/>). Vários estudos e trabalhos vêm sendo feito com o intuito de compreender melhor as tempestades e, principalmente, de melhorar a qualidade da previsão de sua ocorrência, desenvolvimento e a propagação afim de minimizar seus impactos.

A produção de raios resulta de uma eletrificação suficientemente intensa dentro da nuvem de tal forma que permita a quebra da rigidez dielétrica e a propagação de descargas elétricas. Esse processo está diretamente ligado ao ciclo de vida das partículas de gelo e água existentes dentro das nuvens, denominados de hidrometeoros, presentes principalmente na camada mista, onde existem hidrometeoros na fase sólida e líquida. Diversos estudos demonstraram que a ocorrência de colisão entre partículas de gelo e de *graupel* são, em essência, a origem da eletrificação (TAKAHASHI, 1978; SAUNDERS et al., 1991). O *graupel* se forma pelo processo de *riming* entre partículas de gelo e gotas de água super-resfriadas transportadas a maiores altitudes devido a intensas correntes verticais dentro da nuvem. Quanto mais água super-resfriada é agregada às partículas de *graupel* maior ele ficará e mais rapidamente irá cair. Durante a queda os *graupel* colidem com as partículas de gelo, menores e mais leves, que estão sendo transportadas para níveis mais altos. Esse fenômeno, chamado de sedimentação, leva à criação de zonas de cargas distintas dentro da nuvem, intensificando o campo elétrico entre as zonas de cargas opostas. Quando o campo formado atinge um valor capaz de romper a rigidez dielétrica do ar, o relâmpago ocorre. De maneira geral, os fenômenos elétricos são resultados de

uma intensa eletrificação que depende de complexas interações entre a microfísica e a dinâmica das nuvens. A possibilidade de estudar esses fenômenos dentro de sistemas convectivos no contexto do projeto SOS-CHUVA é o aspecto principal do presente trabalho.

Existem várias abordagens para analisar essa relação entre descarga elétrica e o aspecto microfísico das tempestades. Equipamentos observacionais como radares e satélites permitem observar os diferentes tipos e o comportamento das partículas dentro da nuvem. Desde a instrumentação de solo, como as redes de detecção de descargas, até os modelos numérico de previsão de tempo, existem ferramentas que fornecem diversas possibilidades de estudar a relação das descargas elétricas com a estrutura do sistema convectivo. Pesquisas nessa área tem trazido vários benefícios, como por exemplo, o desenvolvimento de técnicas de *nowcasting* e otimizações para os modelos de previsão (parametrização microfísica).

Os satélites, através dos seus múltiplos canais espectrais, fornecem dados observacionais que, quando analisados e/ou combinados, permitem obter diferentes informações sobre a região observada. Características microfísicas dos sistemas podem ser detectadas por satélite, como por exemplo a inferência do tamanho da partícula no topo da nuvem através do uso da diferença entre os canais (ROSENFELD et al., 2008). Já em uma escala menor, de maior resolução espacial, os radares de superfície, especialmente os de dupla polarização, atuam como principais fontes de informações. A partir das variáveis fornecidas pelos radares é possível inferir diferentes características físicas dos hidrometeoros dentro de uma nuvem, tais como formato, tamanho, orientação e fase. Além disso, as informações fornecidas pelos radares também são utilizadas como base dos algoritmos de classificação de hidrometeoros, os quais são capazes de identificar mais minuciosamente os diferentes tipos de partículas (ex: gotas, cristais de gelo, granizo) presentes nos vários níveis das nuvens. O uso dessas informações fornecidas pelo radar, quando integradas nos algoritmos de classificação, permitem conhecer e descrever ainda mais detalhadamente a estrutura microfísica dos sistemas atmosféricos (VIVEKANANDAN et al., 1999; DOLAN; RUTLEDGE, 2009; GRAZIOLI et al., 2015; RIBAUD et al. ,2016a). A identificação dos diferentes hidrometeoros pode trazer vantagens para diversas áreas de atuação como por exemplo para a avaliação da parametrização de microfísica dos modelos de previsão, estimar a altura de

congelamento, contribuir com o sistema de *nowcasting* além de permitir uma maior compreensão das relações físicas entre a descargas elétricas e a microfísica das nuvens (RIBAUD et al., 2016b).

Os modelos numéricos também são ferramentas extremamente valiosas na previsão e na compreensão da relação entre descarga elétrica e a microfísica, especialmente no que diz respeito às previsões que necessitam de uma análise mais detalhada da convecção, tanto temporal quanto espacialmente. A previsão imediata de tempo ou *nowcasting*, possui demandas diferentes da previsão tradicional, de maior alcance. Os modelos de *nowcasting* necessitam de uma representação mais acurada da condição inicial, com uma resolução de poucos quilômetros, além de frequentes atualizações da condição atual (SUN et al., 2014). O uso dos dados de radares, especialmente refletividade e vento, são de grande valia para suprir a necessidade desse tipo de informações na assimilação de dados em modelos com convecção resolvida explicitamente, já que possuem uma menor resolução tanto temporal como espacial.

Atualmente, um dos grandes desafios que se tem é otimizar a capacidade dos modelos numéricos de previsão do tempo em prever tempestades e eventos intensos que ocorrem, em sua maioria, em pequena e média escala. Os modelos vêm sendo amplamente utilizados há dezenas de anos e os avanços na sua acurácia e intervalo de previsão aumentaram consideravelmente. Entretanto, os resultados mais precisos obtidos com os modelos de previsão são, em sua maioria, para eventos de grandes escalas horizontais e previsão variando entre 1 a 3 dias (BAUER et al., 2015). Para previsões de curto ou curtíssimo tempo a utilização dos modelos numéricos é ainda limitada por diversos fatores, dentre eles a falta de dados observacionais; complexidade de assimilar dados em escala convectiva (1-4 km); presença de processos físicos não-lineares; técnica adequada de inicialização; problema de *spin-up*; entre outros (BAUER et al., 2015). Como os modelos são capazes de fornecer um tempo de resposta, de ação, maior do que as ferramentas de *nowcasting* essencialmente observacionais é muito interessante para os sistemas de alerta de eventos severos otimizar os modelos para que se tornem cada vez mais acurados no que diz respeito à previsão imediata.

Mais recentemente, diversos estudos vêm sendo feitos sobre o emprego de dados de descargas elétricas no processo de assimilação dos modelos (PAPADOPOULOS et al.

2005; *FIERRO* et al.,2012; *QIE* et al.,2014), além dos dados de radares. O uso dessas informações está primariamente associado com o fato de os raios poderem ser atribuídos como indicadores da ocorrência de convecção profunda uma vez que têm uma grande relação com a precipitação convectiva (*GOODMAN* et al., 1988). Após a década de 1990 e de vários estudos que verificaram a relevância em analisar a taxa da frequência de raios para inferir a intensidade e severidade de sistemas convectivos, cada vez mais investimentos têm sido feitos para integrar as observações de descargas elétricas na rotina operacional dos Centros de previsão de tempo (*DARDEN* et al., 2010) o que resultou no primeiro sistema de medidas de descargas elétricas por um satélite geoestacionário o *GLM (Geostationary Lighting Map)* que equipa o satélite *GOES-16*.

Buscando contribuir com esse cenário, o projeto *SOS-CHUVA* foi elaborado com o objetivo de desenvolver pesquisa em previsão imediata de tempestade, visando trazer avanços nas áreas de previsão de curto prazo, detecção de severidade e estimativa de precipitação com radar e satélite em alta resolução temporal e espacial (*MACHADO* et al., 2014). O projeto *SOS CHUVA* realiza um experimento de campo por dois anos localizado na região sudeste do Brasil, na cidade de Campinas no estado de São Paulo. O foco do projeto consiste em compreender a evolução da microfísica das nuvens, cujos os processos ainda são cercados por muitas incertezas. Diante disso, serão estudadas as teorias necessárias para melhor entender e buscar contribuir com a área.

2. OBJETIVOS

A meteorologia evoluiu consideravelmente através de novos modelos numéricos e inovações tecnológicas que permitem aprofundar cada vez mais o conhecimento acerca dos fenômenos atmosféricos e levar benefícios para a sociedade. Entre essas inovações destacamos a nova geração de satélites, recentemente lançados pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). O sensor GLM, por exemplo, que faz parte da nova geração de satélites geoestacionários da NOAA, a bordo do satélite GOES-16, é um exemplo de um importante recurso disponível atualmente com diversas possibilidades de uso ainda a serem exploradas. O GLM fornece observações de descarga elétrica com ampla cobertura espacial e temporal sobre o continente Americano. Diante das diversas possibilidades de uso advindas do GLM e, por estar inserido no contexto do projeto SOS-CHUVA, esse trabalho tem como diretriz a utilização do GLM como forma de contribuir para previsão de tempo a curtíssimo prazo. Para isso, o presente trabalho tem como objetivo principal avaliar o emprego do GLM como forma de inferência de perfis verticais representativos das células convectivas como potencial uso no processo de assimilação de dados em modelos de alta resolução espacial e temporal.

Assim, esse trabalho, inserido dentro do projeto SOS-CHUVA, busca analisar, através de dados observacionais, as relações entre as características microfísicas das tempestades com as descargas elétricas. Mais especificamente, utilizando dados de um radar banda X e da rede de detecção de descargas elétricas BrasilDAT, esse trabalho possui os seguintes objetivos específicos:

- Elaborar perfis verticais das variáveis polarimétricas de acordo com diferentes classes de descargas elétricas em uma grade do GLM.
- Avaliar, de maneira geral, as diferenças entre os perfis obtidos com descargas elétricas oriundas de regiões convectivas e estratiforme.
- Analisar o comportamento dos perfis convectivos a fim de observar a variação das características microfísicas das nuvens em relação a intensidade da atividade elétrica.
- Estudar padrões de distribuição vertical de hidrometeoros em função da densidade de descargas elétricas.

- Avaliar a viabilidade, e possíveis vantagens, de assimilar os perfis médios associados às diferentes densidades de descargas elétricas medidas pelo sensor GLM em modelos numéricos de alta resolução para fins de previsão imediata.

Dessa maneira, o conteúdo deste documento é composto pelos seguintes itens: Capítulo 3, no qual será feita uma revisão teórica sobre microfísica e descargas elétricas; Capítulo 4, onde o projeto SOS-CHUVA será apresentado de forma mais detalhada; no Capítulo 5 será descrita a metodologia utilizada na elaboração do trabalho; Capítulo 6, onde os resultados obtidos serão mostrados juntamente com algumas discussões; e, por fim, no Capítulo 7, será feita a conclusão do trabalho juntamente com sugestões de trabalhos futuros.

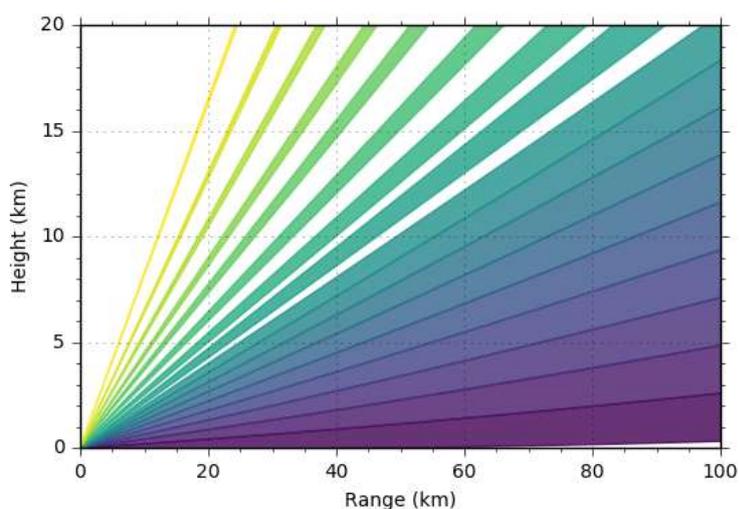
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 Radares Meteorológicos

O radar meteorológico é uma das ferramentas de sensoriamento remoto que permite localizar no espaço e tempo alvos de diferentes naturezas como os hidrometeoros, insetos e demais partículas presentes na atmosfera. O uso dos radares meteorológicos se iniciou durante a Segunda Guerra Mundial na década de 1940, entretanto seu uso se tornou mais expressivo durante a década de 1990 após o advento do radar Doppler em 1988. O caráter único e o interesse nos radares meteorológicos resultam de sua capacidade de fornecer uma descrição espaço-temporal detalhada dos sistemas chuvosos de pequena e média escala que, a partir de meios de observação convencionais, não poderiam ser obtidas.

De maneira geral, o funcionamento do radar meteorológico consiste na emissão de pulsos de energia eletromagnéticas nas frequências de micro-ondas em uma determinada área e para diferentes níveis de altitude, como mostrado esquematicamente na Fig. 3.1. O volume amostrado pelo radar depende da duração do pulso e do ângulo de abertura do feixe que, juntos, determinam seu formato cônico. O radar Doppler, como o nome sugere, utiliza do efeito Doppler para detectar a posição e, conseqüentemente, a movimentação do alvo em relação ao radar, seja de afastamento ou de aproximação.

Figura 3.1 - Estratégia de *scan* do radar polarimétrico banda-X de Campinas



Quando um pulso emitido pelo radar atinge um alvo (gotas de chuva, partículas de gelo, insetos, montanhas, etc) a energia é espalhada em diversas direções. Uma fração dessa energia é retroespalhada e refletida de volta na direção do radar. A antena do radar recebe esse sinal refletido durante um determinado intervalo de tempo e, por fim, essas informações são computadas e analisadas. A intensidade do sinal retornado, ou eco, é proporcional à capacidade do alvo em refletir as ondas, que dependem do tamanho (sexta potência) e da concentração. A magnitude do eco do radar é chamada de refletividade (Z).

A principal diferença existente entre o radar meteorológico e os outros tipos de radares está na natureza dos alvos observados. Os alvos de interesse meteorológico estão geralmente distribuídos no espaço e ocupam uma fração significativa da resolução espacial das células observadas pelo radar. Esses alvos fazem com que os radares meteorológicos tenham que operar em comprimentos de ondas que permitam que esses elementos possam ser observados. Entretanto, existe uma margem de frequência na qual esses radares trabalham e, de acordo com essa margem eles podem ser classificados em diferentes tipos. A seguir são citadas as três bandas de frequência de observação mais comum utilizadas em radares meteorológicos:

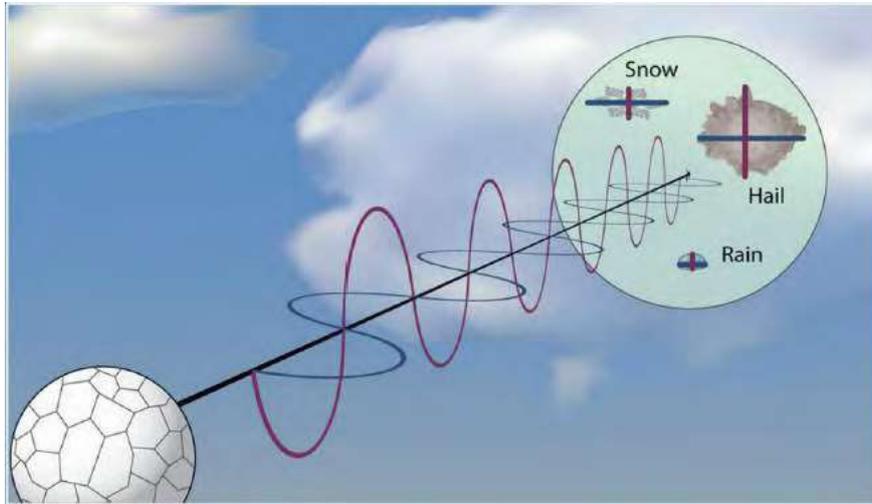
- Banda S - Radares banda S são aqueles que operam nos comprimentos de onda entre 8-15 cm com frequência de 2-4 GHz. Em relação aos demais tipos de radares, o banda S atua com uma frequência maior o que permite que seu sinal não seja facilmente atenuado. Dessa forma, esses radares são úteis tanto para observações em regiões próximas quanto longe do radar (~200km).
- Banda C – Os radares banda C operam em uma frequência que varia de 4-8 GHz e comprimento de onda entre 4-8 cm. Essa frequência é um pouco maior que a utilizada nos banda S, ou seja, ela já sofre uma atenuação maior com a distância, o que faz com que o emprego desse tipo de radar seja mais adequado para observações mais próximas do radar (~100km).
- Banda X – Os radares banda X atuam em comprimento de ondas pequenos, de 2.5-4 cm, e frequência entre 8-12GHz. Esse comprimento de onda permite que o radar banda X seja capaz de detectar alvos menores presentes na atmosfera, como pequenas gotas de água e ocorrência de chuvas leves. Todavia, essa frequência maior faz com que a atenuação dos pulsos emitidos seja ainda mais intensa que

os radares banda C, o que limita as observações em uma distância menor que os demais tipos citados anteriormente (~60km).

Cada observação do radar é definida em coordenadas esféricas, compostas pelo o ângulo azimutal (em relação ao norte), pela distância entre o alvo e o radar e, pelo ângulo de elevação (ângulo formado entre o alvo e a superfície). A técnica que será utilizada pelo radar para varrer uma área e obter a localização dos alvos pode ser feita de diferentes formas, as mais comuns dentre elas são o Plan Position Indicator (PPI) e a Range Height Indicator (RHI). Para realizar o PPI o radar faz uma varredura, no qual mantém uma elevação constante e varia o azimute ao redor do seu eixo, em casos normais essa variação vai de 0° a 360°. O número de elevações nas quais o radar irá fazer um *scan* depende da estratégia utilizada pelo operador do radar. Volume *scan* é o nome dado a todas as informações recebidas ao longo de todas as varreduras realizadas desde a primeira até a última elevação. Já o RHI é feito tendo por base um azimute fixo a partir do qual o ângulo de elevação irá variar, geralmente, a elevação varia de próximo ao horizonte ao zênite (ângulo vertical). O RHI é de grande valia para observar a estrutura vertical dos sistemas.

A maioria dos radares meteorológicos emitem ondas de eletromagnéticas em uma única polarização horizontal, aquela na qual a direção da crista do campo elétrico é alinhada com o eixo horizontal. Entretanto existem também radares que transmitem em ambas as polarizações, horizontal e vertical, estes são chamados de radares polarimétricos ou de dupla polarização, como representado esquematicamente na Fig 3.2. A maneira mais comum de emitir o pulso em ambas as polaridades é alternando a emissão entre pulsos horizontais e verticais. Isso é, primeiro emite o horizontal em seguida o vertical e assim sucessivamente, sendo que entre cada emissão existe um pequeno intervalo de tempo no qual o radar recebe os ecos que estão retornando. Como os ecos recebidos fornecem informações do alvo tanto relativas às suas dimensões verticais como horizontais é possível inferir um maior número de detalhes do que quando se tem somente a polarização horizontal.

Figura 3.2 - Esquema de funcionamento do radar de dupla polarização.



Fonte: NOAA (2016)

Os produtos obtidos a partir dos radares de dupla polarização são chamados de variáveis polarimétricas. As equações e descrições das principais variáveis obtidas e utilizadas nas inferências das características microfísicas das nuvens e sistemas observados pelo radar são as seguintes:

- Refletividade (Z_H): Essa variável é proporcional a quantidade de energia que retorna após o encontro de um pulso horizontal com um alvo, seu valor varia em média entre 10 e 65 dBZ. Cada partícula possui diferentes assinaturas de Z_H , a forma, o tamanho, a densidade e a fase na qual se encontram (sólido ou líquido) são alguns dos parâmetros que podem interferir na intensidade do eco. A refletividade corresponde à dez vezes o logaritmo do fator de refletividade Z [$\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$], que por sua vez corresponde à soma da 6ª potência do diâmetro (D) de todas as partículas (N) compreendidas entre um determinado diâmetro mínimo e máximo em um metro cúbico.

$$Z[\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}] = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D)D^6 dD \quad (3.1)$$

$$Z[\text{dBZ}] = 10 \log(Z) \quad (3.2)$$

- Refletividade diferencial (Z_{DR}): Essa variável é obtida a partir da razão entre os fatores de refletividades horizontal (Z_H) e vertical (Z_V) e, está relacionada ao formato médio das partículas. Quando a maioria dos elementos presentes em

um sistema estão alinhados com o plano horizontal o Z_{DR} obtido possui valor positivo, já se o alinhamento é predominantemente vertical, Z_{DR} é negativo. O valor Z_{DR} também é afetado pela composição física e pela densidade dos hidrometeoros, variando normalmente em uma magnitude entre -4 e 8dB.

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_H}{Z_V} \quad (3.3)$$

- Diferença de fase (ϕ_{DP}): Representa a diferença de fase acumulada ao longo de todo o trajeto percorrido pelas ondas polarizadas horizontal e verticalmente. Quando a onda atravessa um meio sua velocidade diminui e, se esse meio, tiver partículas com orientações distintas as ondas emitidas passarão com diferentes tempos por esse meio gerando assim gerando uma mudança de fase. Analisando uma região com gotas oblatas, por exemplo, a onda polarizada horizontalmente reduz sua velocidade se comparado com a onda de polaridade vertical. É uma variável sensível a concentração de hidrometeoros.

$$\phi_{DP} [^\circ] = \phi_H - \phi_V \quad (3.4)$$

- Diferença de fase específica (K_{DP}): Essa variável é, matematicamente, a integral espacial de ϕ_{DP} em uma distância δr (tipicamente alguns quilômetros) e, ela indica a diferença de fase existente entre os pulsos horizontal e vertical. É uma variável que, assim como ϕ_{DP} , independe da calibração do equipamento e não é afetada pela atenuação. O valor de K_{DP} variam geralmente entre -2 e 7 $^\circ \text{km}^{-1}$ e, K_{DP} tenderá a valores positivos (e maiores) quando associado a partículas alinhadas horizontalmente e, a valores negativos (e menores) no caso de alinhamento vertical dos alvos. Embora esse comportamento seja análogo ao de Z_{DR} existe uma diferença entre eles, pois no K_{DP} , a variação na fase da onda, é afetado pela concentração das partículas presentes no meio.

$$K_{DP} [^\circ \cdot \text{km}^{-1}] = \int_r^{r+\delta r} \frac{d\phi_{DP}}{dr} \quad (3.5)$$

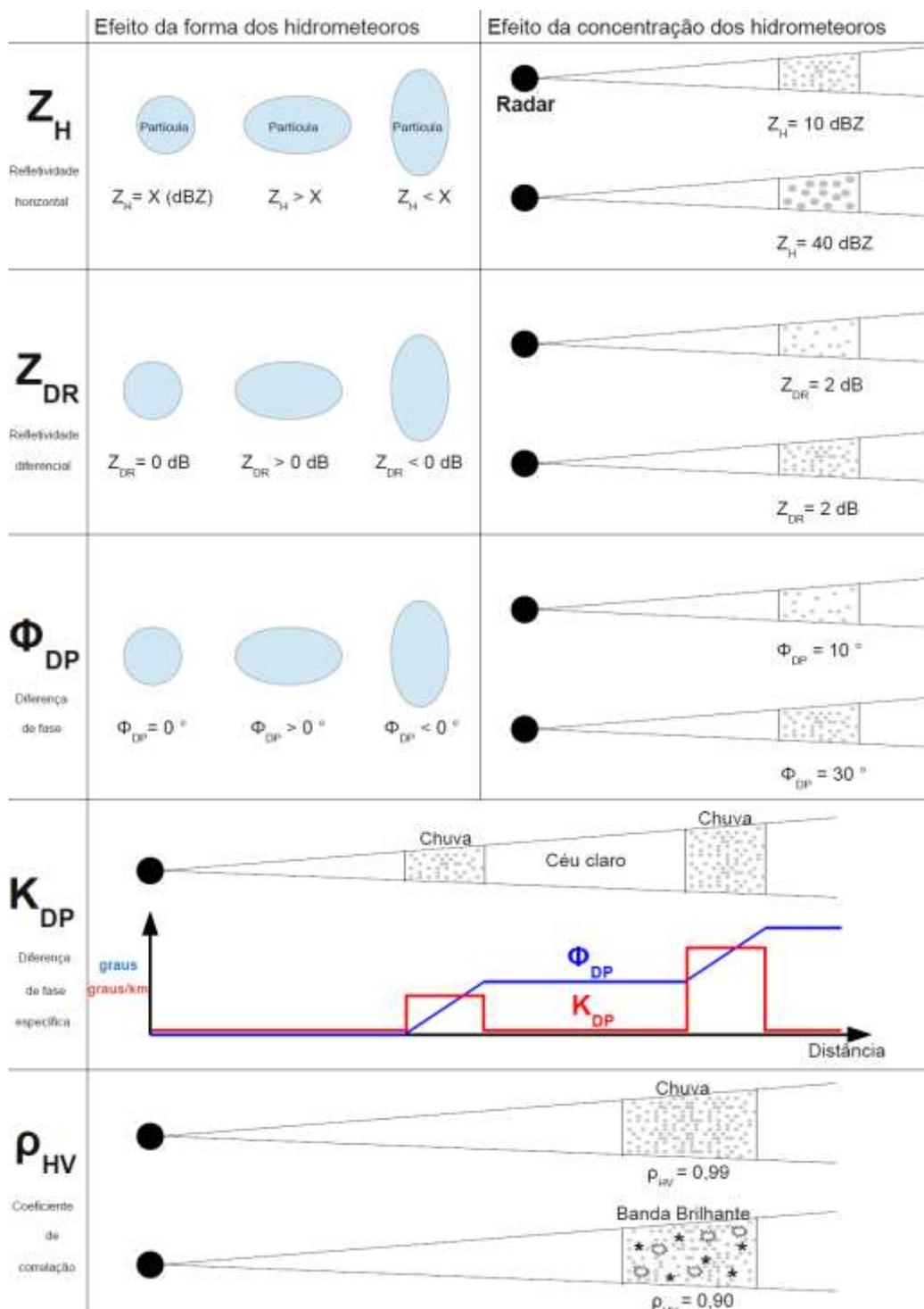
- Coeficiente de correlação (ρ_{HV}): Essa variável é uma medida da semelhança entre os ecos horizontal (Z_H) e verticalmente (Z_V) recebidos pelo radar. Em regiões intensamente homogêneas os valores de ρ_{HV} tenderão a um. Por exemplo, volumes com predominância de partículas de tamanhos semelhantes, como gotas de chuva, o valor de ρ_{HV} é próximo de um. Já para o caso de regiões

onde se tem uma maior heterogeneidade entre os alvos, como zonas de transição de fase, locais com gotas oblatas ou com alvos não-meteorológicos, o valor de ρ_{HV} será menor. De maneira geral, pode-se dizer que ρ_{HV} diminui com o aumento da diversidade de orientação e formas dos alvos, sendo que, no que diz respeito aos alvos de interesse meteorológico, o valor de ρ_{HV} tende a não ser menor que 0.85.

De uma forma clara e resumida, a Fig. 3.3 abaixo representa graficamente como a variação da forma e da concentração do hidrometeoros impacta no valor de cada a variação no valor de Z_H , Z_{DR} , K_{DP} , ρ_{HV} e ϕ_{DP} .

No geral, as variáveis polarimétricas melhoraram a capacidade de detecção e quantificação da chuva, especialmente chuvas intensas (convectivas). Além disso, os radares polarimétricos também permitiram grandes avanços no reconhecimento dos hidrometeoros dentro das nuvens (VIVEKANANDAN et al., 1999). Atualmente eles já são amplamente utilizados operacionalmente e, ainda são fontes de informações muito úteis para ampliar o conhecimento dos sistemas meteorológicos e para o desenvolvimento de novas ferramentas. No âmbito do *nowcasting* o uso do radar trouxe vantagens, como por exemplo, através de relação entre determinadas assinaturas das variáveis polarimétricas e de seus produtos com a ocorrência de eventos intensos (BOUDEVILLAIN; ANDRIEU, 2003) Além disso, diversos estudos já demonstraram as melhorias associadas ao uso das informações de radar durante o processo de assimilação de dados, especialmente no que diz respeito a previsão de curto tempo e de eventos severos (SUN, 2005; HU et al., 2006; VENDRASCO, 2015). Os principais dados de radar utilizados para a assimilação são a velocidade radial do vento e a refletividade e, apesar de já existirem estudos, o uso das demais variáveis polarimétricas nesse processo é uma área que ainda requer trabalhos (LI et al., 2016). Apesar do vasto uso atual dos radares ainda existem diversas possibilidades a serem exploradas com a gama de informações que ele provê.

Figura 3.3 - Resumo das diferentes varáveis polarimétricas.



Fonte: Adaptado de Ribaud (2015)

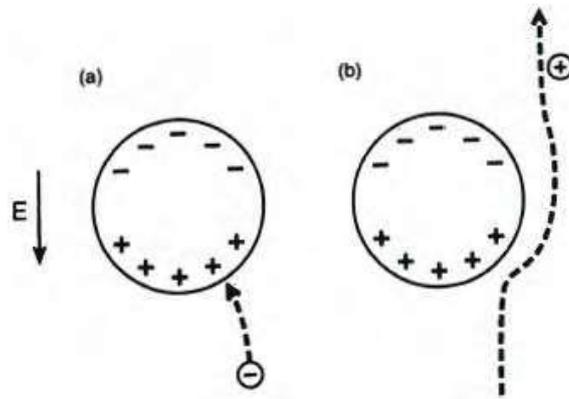
3.2 O Processo de Eletrificação

Apesar de aguçar a curiosidade humana há muitos anos, a ocorrência de atividade elétrica ainda é um processo não totalmente compreendido. O processo de eletrificação é muito complexo e é influenciado por diversos elementos de diferentes escalas temporais e espaciais relacionados a tempestade. O ar não é um bom condutor e para que ocorra um raio na atmosfera é necessário que se desenvolva um campo suficientemente intenso dentro da nuvem. Existem duas teorias que buscam explicar alguns dos aspectos e mecanismos que levam a esse carregamento. A teoria atualmente mais aceita é a teoria gravitacional, ela tenta explicar a relação entre os fenômenos que ocorrem a nível micro e macroscópicos. Essa teoria estipula que a separação de cargas se dá devido à colisão entre as partículas, antes que elas sejam distribuídas, em um segundo momento, pela dinâmica atuante da nuvem via advecção ou sedimentação. Nesse caso, a estrutura microfísica da nuvem é um fator importante no processo de transferência de cargas e na polaridade resultante. Os mecanismos de separação de cargas fazem parte da teoria gravitacional e são divididos em dois principais: i) carregamento de precipitação indutivo (MASON, 1988) e ii) carregamento de precipitação não indutivo (TAKAHASHI, 1978; KUETTNER et al., 1981; SAUNDERS et al., 1991).

O mecanismo de carregamento indutivo, inicialmente proposto por Elster e Geitel (1913), considera que as partículas de gelo são polarizadas pela presença de um campo elétrico pré-existente no ambiente como propulsor da eletrificação da nuvem. As partículas presentes dentro da nuvem, que tenham uma alta condutividade elétrica, quando estão em movimento de queda acabam tendo suas cargas deslocadas para regiões opostas devido à indução do campo elétrico ali presente. A parte superior das partículas passam a ter polaridade negativa e a inferior positiva, com campo elétrico dirigido para baixo, como pode ser visto na Fig. 3.4. Dentro desse contexto, o processo indutivo pode acontecer de diversas maneiras, contudo a mais aceita tem como base a colisão entre as partículas de diferentes tamanhos. Neste caso, a troca de carga ocorre quando partículas menores (ex: cristais de gelo, gotículas de água) colidem com a parte inferior de partículas maiores (ex: *graupel*, grandes gotas). De maneira geral os hidrometeoros menores saem dessa colisão com cargas positivas e os maiores carregados negativamente. Por possuírem pesos distintos as partículas menores são carregadas pelo movimento vertical para as regiões no topo da nuvem e as partículas mais pesadas acabam por ficar geralmente próximas à base da nuvem, formando assim os centros de cargas positiva e negativa respectivamente. Conforme o *updraft* se intensifica, a diferença de polaridade aumenta e o campo elétrico

formado entre esses centros vai se intensificando. O carregamento indutivo, apesar de explicar bem o processo de eletrificação na presença de um campo pré-existente, esse mecanismo ainda é associado à algumas incertezas, especialmente para justificar o processo de eletrificação inicial da nuvem (STOLZENBURG et al., 1998).

Figura 3.4 - Troca de cargas de acordo com o mecanismo de carregamento indutivo



Fonte: Ribaud (2015)

3.2.1 Mecanismo de Carregamento Não Indutivo

Um outro mecanismo que explica o processo de carregamento é chamado de não indutivo. Este mecanismo independe da presença de um campo elétrico inicial e tem apresentado uma correlação mais coerente entre experimentos e simulações.

O carregamento não indutivo é baseado na colisão entre dois hidrometeoros. Takahashi (1978) e Saunders et al. (1991) mostraram que as colisões entre as partículas de *graupel* e de gelo constituem o processo mais eficiente para que ocorra a troca de cargas. Esse mecanismo é amplamente aceito e capaz de explicar a estrutura tripolar de cargas que é observada em diversas tempestades (REYNOLDS et al., 1957; TAKAHASHI, 1978; SAUNDERS et al., 1991).

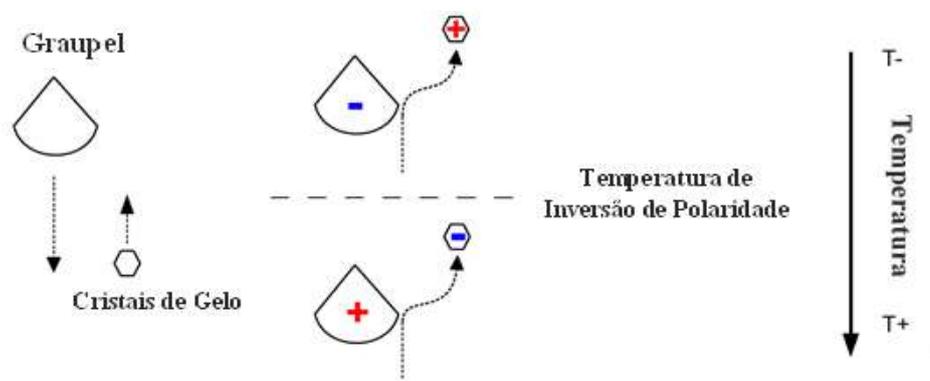
Esse mecanismo considera tanto a possibilidade das partículas dentro da nuvem já estarem previamente carregadas devido à presença de um campo inicial como também, não se restringindo à necessidade de um campo prévio, ela explica o carregamento da nuvem através da rápida colisão entre as partículas de *graupel* e cristais de gelo. A forma que a colisão ocorre e as propriedades das partículas envolvidas influenciam o processo. A carga com que cada tipo de hidrometeoro sairá após a colisão é função de diversos fatores

como tamanho das partículas, temperatura, o conteúdo de água líquida, velocidade de impacto dentro da nuvem entre outros.

A fim de compreender melhor esse processo, o estudo de Takahashi (1978) demonstrou o impacto da temperatura sobre a transferência de cargas (Fig. 3.5). Ele observou que quando o contato entre o *graupel* e os cristais de gelo ocorre à uma temperatura menor que, aproximadamente, $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ o primeiro tende a ficar carregado positivamente e o segundo negativamente. Já em regiões com temperaturas maiores que $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ o oposto ocorre, o *graupel* após a colisão passa a ter carga negativa e o cristal de gelo positiva.

Além da temperatura, outro aspecto importante de ser analisado no processo de eletrificação é o conteúdo de água líquida na nuvem, pois ele não só influencia a carga final após a colisão, como também o potencial de eletrificação do *graupel*. Quando o conteúdo de água na nuvem é grande o *graupel* é pouco eletrificado, ou seja, a partícula por si só não tem tendência a trocar cargas, o que diminui significativamente a chance da nuvem se tornar suficientemente eletrificada para que ocorra uma descarga (TAKAHASHI, 1978). Quando o conteúdo de água é menor as partículas de *graupel* ficam mais suscetíveis a eletrificação. A eletrificação natural do *graupel*, se positiva ou negativa, depende da temperatura de onde ele se encontra como já foi dito.

Figura 3.5 - Representação da troca de cargas entre *graupel* e cristal de gelo após a colisão



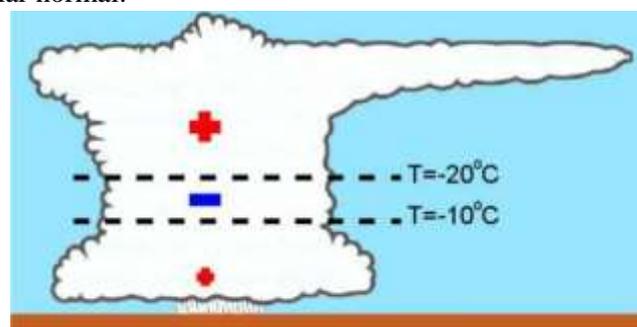
Fonte: Adaptado de Ribaud (2015)

Dentro de uma nuvem com potencial para se eletrificar a quantidade de partículas presentes é um fator que também influencia o seu carregamento. Dentro da coluna de *updraft*, onde houver uma maior concentração de partículas de gelo, maior será a chance de que ocorra uma colisão entre os hidrometeoros de forma a gerar a troca de cargas. Como a concentração de cristais de gelo é maior em temperaturas menores, as regiões mais frias da nuvem serão mais intensamente carregadas.

3.2.2 Estrutura das Cargas Dentro da Nuvem

As partículas carregadas estão sujeitas aos movimentos convectivos dentro da nuvem, sendo assim são transportadas para diferentes regiões. A disposição que elas assumem dentro da nuvem pode vir a formar diferentes estruturas de cargas, como por exemplo a estrutura bipolar, com um centro de cargas positivas e outro negativo. No entanto, estudos observacionais demonstraram que a distribuição das cargas em diversas nuvens de tempestades se apresenta numa estrutura tripolar (REYNOLDS et al., 1957; TAKAHASHI, 1978; SAUNDERS et al., 1991), como exemplificada na Fig. 3.6. O mecanismo de carregamento não indutivo é capaz de explicar o desenvolvimento de tal estrutura. Devido a ação da gravidade o *graupel*, negativamente carregado, permanece nas regiões mais baixas da nuvem, criando ali uma área negativamente carregada. Os cristais de gelo, com cargas positivas, por serem mais leves são levados aos níveis mais altos da nuvem, tornando essa região positivamente carregada. No entanto, uma fração das partículas de *graupel* que ascendem em um certo momento irão cair e, essa queda normalmente ocorre fora da coluna de *updraft*, onde a velocidade de ascensão é menor e não sustenta seu peso. A presença de uma pequena região normalmente carregada na base da nuvem pode ser atribuída à essa queda do *graupel* pois, quando abaixo da temperatura $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, ele será positivamente eletrificando, podendo trocar de sinal e criar um pequeno polo positivo nos níveis mais baixos (TAKAHASHI, 1978). É importante destacar que, apesar de essa ser a estrutura mais comumente observada, também é possível que o tri polo seja invertido, composto por dois centros de cargas negativas e um centro de carga positiva no meio.

Figura 3.6 - Representação da estrutura média de cargas das tempestades baseado na distribuição tripolar normal.



Fonte: Albrecht (2008)

Diferentes estudos foram realizados buscando identificar a localização dos centros de cargas dentro da nuvem, especialmente o centro negativo, considerado o principal centro de carga. Krehbiel et al. (1983), por exemplo, analisando tempestades em diferentes regiões observaram que o centro negativo de cargas se encontra normalmente entre -10 °C e -20 °C onde a água super-resfriada e o gelo coexistem. O trabalho de Stolzenburg et al. (1998) verificou que essa localização depende não apenas da temperatura, mas também que ela varia proporcionalmente com a intensidade da corrente ascendente.

A intensidade da convecção impacta a eletrificação das nuvens assim como a alocação do centro cargas por diferentes motivos, mas um dele é que a intensidade da convecção é um fator importante para o desenvolvimento do *graupel*. As partículas de *graupel* são formadas devido a ascensão de gotas de água em regiões mais frias e menos úmidas da nuvem, onde uma convecção menos intensa não seria capaz de levá-las ainda na fase líquida. De uma forma bem simplificada Kumjian et al. (2014) descrevem esse processo. As gotículas de nuvem que se desenvolvem, em níveis mais baixos, através do crescimento por difusão e coalescência podem atingir tamanho suficiente para vencer o *updraft* e precipitar. Entretanto quando a velocidade ascensional é muito intensa, uma fração dessas gotículas são levantadas diretamente pelo movimento vertical até regiões mais altas, com menos vapor, de tal forma que passam a crescer mais lentamente. Estas últimas são apontadas como as prováveis fontes de embriões para os *graupel*.

Apesar de vários estudos terem observados e teorias justificarem a existência da estrutura tripolar dentro das nuvens de tempestades, é válido destacar que outras distribuições de cargas também foram observadas. No final da década de noventa Stolzenburg et al. (1998) sugeriram um modelo de cargas multipolar baseados em análises em campo de diferentes sistemas convectivos. Esse modelo leva em consideração a diferente alocação de cargas que ocorre nas regiões convectivas de correntes ascendentes e descendentes, que não segue necessariamente a distribuição tripolar. A distribuição das cargas fora das regiões de correntes ascendentes possui comportamentos diferentes, uma vez que são influenciadas por outra dinâmica. Apesar da maior complexidade apresentada na estrutura multipolar, ela contempla o modelo tripolar, uma vez que as regiões com intensos *updrafts* dentro de nuvens intensas possuem as três camadas de cargas distribuídas de maneira semelhante à estrutura tripolar (STOLZENBURG et al., 1998).

Conforme uma tempestade vai se intensificando a colisão entre os hidrometeoros aumenta, levando a um número cada vez maior de partículas carregadas. Com o tempo, o campo elétrico dentro da nuvem se intensifica e as condições da nuvem passam a se tornar cada vez mais favoráveis para a ocorrência de um relâmpago. Os relâmpagos, ou raios, são a manifestação de diversas descargas elétricas que compõem um evento intenso e de grande extensão (quilômetros) (MATTOS, 2015).

A ocorrência de um raio pode se dar de diferentes formas: intra-nuvem (IN), começando e terminando dentro de uma mesma nuvem; nuvem-nuvem, a descarga ocorre entre duas nuvens; nuvem-ar, o raio descarrega da nuvem para o ar; e, nuvem-solo (NS), no qual a descarga ocorre entre a nuvem e o solo. Dentre essas tipologias 90% das descargas atmosféricas observadas em tempestades são intra-nuvem ou nuvem-nuvem e, dentre as descargas NS 90% são negativos, ou seja, a nuvem (polo negativo) cede elétrons para a superfície (polo positivo) (WILLIAMS, 2001).

Ainda existem muitas lacunas a serem preenchidas para compreensão de todo o processo que leva à ocorrência de um raio. Seja no processo de carregamento e trocas elétricas dentro das partículas nas nuvens seja na ocorrência do raio propriamente, muitos concordam que são vários os mecanismos e elementos envolvidos o que aumenta sua complexidade. Entretanto, mesmo não sendo totalmente compreendida, fica claro um comportamento e padrão microfísico deve existir para a ocorrência de uma descarga elétrica (MATTOS et al., 2016; MATTOS et al., 2017; WANG et al., 2016). Por isso, na próxima seção vamos abordar um pouco essa relação, mas com foco naquilo que os dados de radar podem fornecer para compreender melhor esses sistemas.

3.3 Classificação de Hidrometeoros

Uma forma de se conhecer de maneira mais detalhada do comportamento microfísico dentro das nuvens é através dos algoritmos de classificação de hidrometeoros. A classificação de hidrometeoros (CH) pode ser feita com base nos dados de radar e tem por objetivo principal identificar tipos de hidrometeoros dominantes dentro de um sistema. Os resultados de uma CH podem aprimorar o processo de verificação e assimilação dos modelos numéricos de previsão; e, operacionalmente pode contribuir com as ferramentas de *nowcasting*.

Vários trabalhos foram feitos utilizando o eco de radar polarimétrico para classificação dos hidrometeoros de um sistema precipitante (CHANDRASEKAR et al., 2013; GRAZIOLI et al., 2015; RIBAUD et al., 2015). A maioria dos métodos de classificação são feitos dentro da escala espacial da resolução do volume do radar (*radar range gate*) e seus *inputs* necessitam de um conjunto de variáveis polarimétricas confiáveis.

Apesar de existirem diferentes abordagens possíveis para realizar a classificação existem três maneiras gerais: uma supervisionada, sem supervisão ou semi-supervisionada. Na primeira, por supervisão se entende há a necessidade de se estabelecer as assinaturas das variáveis do radar correspondente a cada hidrometeoro antes da realização da classificação propriamente.

A lógica Booleana foi empregada em um dos primeiros esforços para classificar os hidrometeoros através de dados de radar (Seliga e Bringi, 1976; Holler et al., 1994) e se enquadra no grupo das supervisionadas. Ela se baseia em limiares das variáveis já pré-definidos a partir dos quais se desenvolve a classificação. Este método é direto e relativamente simples, mas seus resultados nem sempre são muito acurados pois um mesmo conjunto de assinaturas pode ser atribuído a diferentes hidrometeoros. Diante dessas limitações, esse método não permite explorar todo potencial que variáveis polarimétricas oferecem.

Para contornar as limitações da lógica Booleana o algoritmo com base na lógica *Fuzzy* foi desenvolvido. Esse método é também supervisionado, porém sua técnica matemática (MENDEL, 1995) utiliza uma abordagem não-linear que permite considerar a possível superposição de resultados. A lógica *Fuzzy* baseia-se na relação entre o modelo *T-matrix*, que contém as características específicas dos hidrometeoros (diâmetro, temperatura, densidade, razão entre os eixos) e entre uma outra matriz com as respectivas variáveis (Z_H , Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV}) correspondente à cada hidrometeoro. Dessa forma, cada assinatura das variáveis polarimétricas e cada hidrometeoro estão relacionadas à uma função específica (*membership function*). O algoritmo de classificação avalia para cada *gate* do radar todas as funções definidas para cada tipo de hidrometeoro e o grau de correlação existente entre as funções e os diferentes tipos de partículas. Dentro um *gate* do radar, o hidrometeoro que obtenha a maior pontuação, é atribuído como a espécie dominante naquele volume (CHANDRASEKAR et al., 2013; RIBAUD, 2015).

A necessidade de se estabelecer a relação entre as variáveis e os hidrometeoros antes da classificação propriamente é por si só um fator limitante, uma vez que a qualidade dos resultados depende da qualidade das assinaturas polarimétricas conhecidas a priori que por sua vez, apesar de muito bem embasadas, partem de suposições, especialmente para partículas de gelo. Dessa forma, o método sem supervisão, *Clustering*, desenvolvido por Grazioli et al. (2015) busca realizar a classificação sem ter por base um conjunto de assinaturas polarimétricas previamente assumido. Essa metodologia consiste em, através do método de agrupamento de *clustering*, unir determinados conjuntos de variáveis polarimétricas em diferentes grupos, sendo cada grupo atribuído a um tipo de hidrometeoro.

O método de *clustering* é independente de qualquer consideração inicial, de quantas classes de hidrometeoros serão obtidas, todavia, devido à suas demandas, a implementação operacional pode ser um pouco limitada. Buscando otimizar esse processo, mas sem perder sua independência de simulações prévias Besic et al. (2016), elaboraram um método semi-supervisionado, que traz ganhos tanto computacional como facilitando o processo de identificação dos *clusters* obtidos pelo algorítmico. Nesse caso, faz-se uma combinação das vantagens dos métodos supervisionados e sem supervisão afim de obter-se a classificação. A principal diferença entre essa abordagem e anterior está na inclusão no algoritmo de uma primeira classificação prévia a partir da qual o processo de agrupamento (*clustering*) irá refinar e ajustar os intervalos das assinaturas polarimétricas do radar para cada grupo que será atribuído a uma classificação final.

Independentemente do método utilizado, o processo de classificação dos hidrometeoros enfrentam um grande desafio que é a validação de seus resultados, uma vez que são poucos os locais com informações observacionais disponíveis para tal. Apesar disso, a classificação de hidrometeoros é uma linha que apresenta perspectivas muito otimistas para pesquisas futuras, devendo evoluir e estar presente por um bom tempo (CHANDRASEKAR et al., 2013).

4. PROJETO SOS-CHUVA

O projeto SOS-CHUVA, localizado na região sudeste do Brasil, mais precisamente nos arredores da cidade de Campinas-SP, é um Projeto Temático da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) que tem por objetivo desenvolver pesquisa em previsão imediata de tempestade, com foco em diminuir as incertezas que se tem nos processos de evolução e na estrutura microfísica das nuvens. O Projeto espera trazer melhorias para a previsão de curto prazo, a detecção de severidade e a estimativa de precipitação com radar e satélite em alta resolução temporal e espacial. (MACHADO et al., 2014)

Um dos radares utilizados no projeto é o radar doppler polarimétrico Banda X (XPOL) localizado na cidade de Campinas na Universidade de Campinas (UNICAMP). As propriedades detalhadas do radar e sua estratégia estão apresentadas na Tabela 4.1 abaixo. De maneira geral, ao longo do período utilizado para o presente trabalho, a estratégia consistiu de varreduras volumétricas realizadas a cada 10 minutos sobre uma circunferência de 100 km de diâmetro centrada no radar, com uma resolução radial de 200 m, resolução angular de 1° e, realizando um total de 17 elevações. As seguintes variáveis polarimétricas são fornecidas pelo radar: fator refletividade horizontal (Z_H) e vertical (Z_V), refletividade diferencial (Z_{DR}), fase diferencial específica (K_{DP}), e coeficiente de correlação (ρ_{HV}). A estratégia também inclui varredura vertical para correção do *offset* do Z_{DR} , *zero checking* e RHI (*Range-Height Indicator*) específicos nas direções perpendiculares e transversais da direção preferencial de propagação da convecção na região. (Machado, 2015)

Tabela 4.1 - Parâmetros do radar de dupla polarização banda-X durante a campanha SOS-CHUVA

Parâmetro	Características
Frequência de operação	9,375 GHz
Potência de Transmissão	35 Kw
Polarização	Transmissão horizontal e vertical simultânea
PRF	1500/1200 Hz, stagger de 5/4 (12 primeiras elevações), 1500 Hz (restantes)
Abertura da antena	1,3°
Diâmetro da Antena	1,8 m
Velocidade da Antena	12 °/s (12 primeiras elevações), depois 26°/s
Número de elevações	17 (0,5; 1,8; 3,1; 4,4; 5,7; 7,0; 8,3; 9,6; 10,9; 13,0; 15,0; 18,0; 22,0; 26,0; 32,0; 40,0; 55,0)
Resolução Radial	200 m
Altitude do radar	580 m
Latitude do radar	-22,81
Longitude do radar	-47,06

as informações utilizadas nesse trabalho, mas também detectam a polaridade (positiva ou negativa) e o pico de corrente das descargas. A BrasilDAT detecta informações para pulsos individuais de descargas sendo elas IN como também as descargas que compõem os raios NS. No que diz respeito a região de Campinas, a rede cobre uma área de detecção de 180 km de raio, que abrange toda a área do radar Banda-X, e possui uma eficiência de detecção de aproximadamente 80% (NACARATO, 2014).

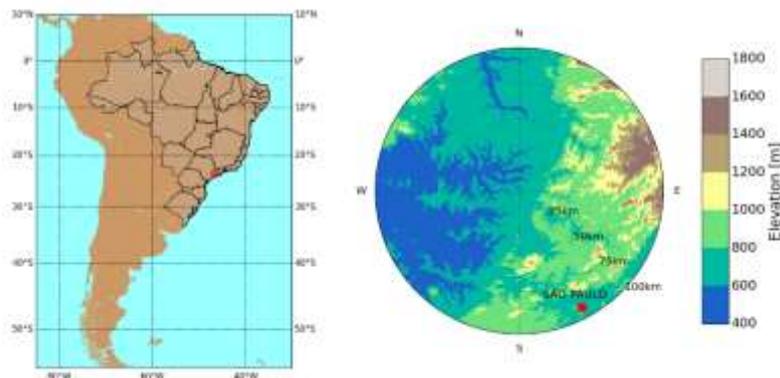
Figura 4.2 - Sensores da rede BrasilDAT



Fonte: ELAT

A área do projeto está localizada em uma região tropical com invernos secos e estações chuvosas durante o verão. Sondagens realizadas diariamente na cidade de São Paulo-SP, localizada a 100km de Campinas, mostram que a isoterma de 0 °C sobre a região encontra-se aproximadamente à 4500 m durante o verão. A Figura 4.3 apresenta a localização do projeto e a variação do relevo sobre a região de abrangência do radar.

Figura 4.3 - Localização e relevo da região do projeto SOS-CHUVA.



5. METODOLOGIA

Essa seção irá apresentar os critérios de seleção utilizados, a abordagem adotada e toda a metodologia necessários para a realização do trabalho. Conforme descrito nos objetivos, este trabalho visa associar um perfil do radar de dupla polarização a uma determinada classe de densidade de descargas elétricas na resolução do GLM. Assim será possível caracterizar a distribuição vertical de hidrometeoros associado a uma densidade descargas elétricas que poderá ser utilizado para diversos fins. Neste estudo, testamos o emprego desta informação na assimilação de dados do modelo *Weather Research and Forecast* (WRF).

No entanto, antes de dissertar sobre esses aspectos é preciso discutir a utilização do satélite recém lançado GOES-16 nesse contexto. Em seguida, serão apresentados os processos utilizados para o estabelecimento dos perfis verticais das variáveis polarimétricas em função da densidade de descargas elétricas, o método de classificação dos hidrometeoros e a metodologia utilizada na aplicação dos perfis para a assimilação no modelo WRF.

5.1 Uso do GLM

O satélite geoestacionário GOES-16, lançado em novembro de 2016 e colocado em órbita a 36 000 km altitude, 75 de longitude e 0 de inclinação, conta com uma gama de instrumentos que dará suporte a avanços em diversas áreas (GOODMAN et al., 2013). Dentre as suas novas funcionalidades pode-se citar a capacidade de detecção de atividade elétrica a partir do *Geostationary Lightning Mapper* (GLM).

O GLM é um sensor capaz de mapear a localização da atividade elétrica com uma eficiência mínima de detecção de descargas de 70% com possibilidade de chegar a 90% (GOODMAN, 2010). O GLM é composto por lentes com amplo ângulo de visada (FOV) combinadas com filtros de interferência focadas em um *Charge Coupled Device* (CCD). O detector monitora as descargas através de uma câmera de alta velocidade que opera no infravermelho próximo (770 nm) sendo capaz de mapear continuamente o total da atividade elétrica em uma escala espacial praticamente uniforme sobre as Américas e parte do pacífico (GOODMAN et al., 2013). O conceito do GLM é simples, consiste em medir as radiâncias no topo das nuvens proveniente de todos os tipos de raios (IN e NS)

durante o dia e a noite, o que é extremamente útil. Entretanto, existem dificuldades devido a própria natureza transiente dos raios e a detecção de atividade elétrica durante o dia, uma vez que sua ocorrência está associada a presença de nuvens no fundo cujo o brilho pode ser mais intenso do que a própria iluminação produzida pelo raio. Para contornar essas e outras limitações o GLM foi desenvolvido fazendo uso de técnicas de filtragem que potencializam o sinal relativo à atividade elétrica em relação ao *background* brilhante. As técnicas de filtragem utilizam de três significantes diferença entre do sinal emitido pelo raio e o ruído do *background*, as diferenças nas características espacial, espectral e temporal que distingue os dois sinais (GOODMAN, 2010).

O GLM irá trazer diversas vantagens para a meteorologia seja no *nowcasting*, modelagem, observações de raios em longo prazo entre tantas outras possibilidades. No entanto, uma das suas maiores vantagens é a sua vasta cobertura espacial, que abrange a maior parte das Américas, uma parte do Oceano Pacífico e Atlântico. As redes de superfície no Brasil, como pode ser visto na Fig. 4.2, não é capaz de cobrir toda a extensão territorial e, essa falta de informações sobre raios em superfície é comum na maioria dos países da América Latina. Esse sensor irá permitir obter medidas contínuas, homogêneas e precisas da atividade elétrica no nosso continente.

O GLM mapeia o total de atividades elétricas continuamente com uma resolução espacial aproximadamente uniforme que varia de 8 km (no nadir) a 14 km na borda de seu campo de visada. As informações recebidas pelo GLM são processadas inicialmente pelo próprio algoritmo do satélite e, posteriormente pelo *Level 2 Lightning Cluster Filter Algorithm* (LCFA) onde os dados referentes às atividades elétricas são agrupados da seguinte forma (GOODMAN et al., 2013):

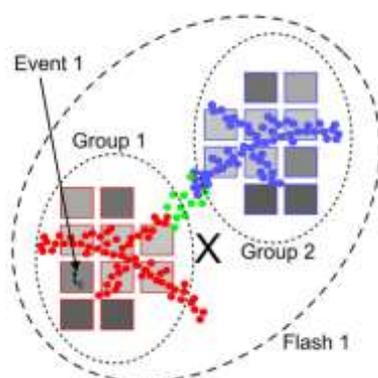
- Evento: quando o sensor detecta uma variação na radiância acima do limite de background em um pixel (8km) durante o intervalo de tempo de um frame (2 ms) é definido um evento. De maneira geral o evento é a unidade básica dos dados do GLM. De acordo com Goodman et al. (2013) os dados de eventos fornecidos pelo GLM são correspondentes aos dados fornecidos pelos sensores da rede ENTLN utilizados na rede BrasilDAT.

- Grupo: quando uma descarga elétrica ilumina mais de um pixel durante um mesmo tempo de integração serão detectados dois ou mais eventos. Se esses eventos forem registrados em pixels adjacentes eles serão classificados como um grupo. Em outras palavras, o grupo é um ou mais eventos simultâneos que ocorrem durante o mesmo frame em pixels vizinhos laterais ou diagonais.
- *Flash*: o *flash* será composto de um conjunto de grupos que ocorram sequencialmente dentro de um intervalo de tempo menor que 330 ms e em uma área de até 16,5 km (aproximadamente dois pixels). Um *flash* pode incluir apenas um grupo composto de um único evento ou de vários grupos com vários eventos. Sobre o *flash* serão fornecidas as informações espaciais ponderadas (latitude e longitude).

A Fig. 5.2 abaixo exemplifica todo esse processo de composição do *flash* através de dados simulados do GLM. Os quadrados cinzas representam os eventos, os pontos representam a detecção feita por uma rede de mapeamento de raios de superfície, sendo que, os vermelhos foram detectados primeiro, em seguida os verdes e por fim os azuis. Os eventos que ocorreram dentro do tempo de um frame e em pixels adjacentes foram agrupados nos grupos 1 e 2. Como esses grupos estão pertos tanto no tempo (menos que 330 ms) quanto no espaço (menor que 16,5 km) eles são agrupados em um único *flash*. A amplitude balanceada do centroide do *flash* é indicada pelo X na Fig 5.1, que representa as coordenadas de superfície (balanceadas) de ocorrência desse *flash*. Os pulsos em verdes não foram intensos o suficiente para serem detectados pelo GLM (simulado).

Como seu lançamento é ainda recente pouco foi desenvolvido com base nas informações fornecidas pelo GLM ainda. Entretanto, estudos feitos (GOODMAN et al., 2013) com uma rede em superfície de um pseudo GLM já foram capazes de desenvolver produtos utilizando dados referentes ao total de descargas, e indicaram o grande potencial do uso das informações e funcionalidade relacionada ao GLM tanto para pesquisa quanto para operação.

Figura 5.1 - Mecanismo de composição do *flash* pelo LCFA



Fonte: GOODMAN et al. (2013)

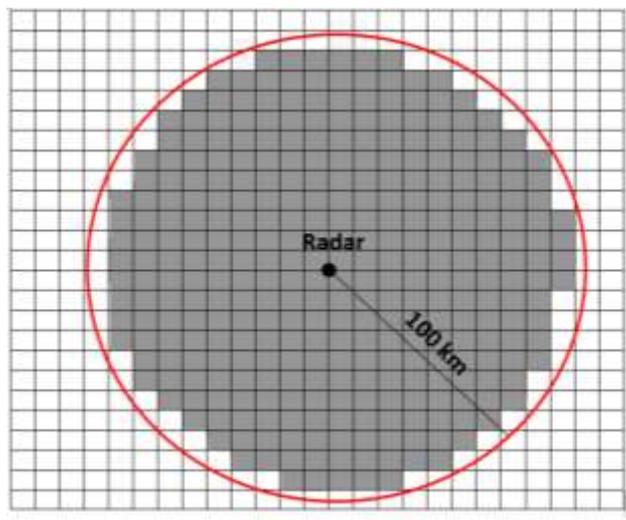
Diante desse cenário é válido estudar formas de se aplicar as informações fornecidas pelo GLM. Além disso, a sua ampla área de cobertura e a grande relevância no atual cenário de pesquisas e trabalhos relacionados a relâmpagos faz com que seja ainda mais interessante buscar desenvolver ferramentas que possam utilizar de todo esse potencial e dados disponíveis para trazer melhoria nas diferentes áreas da meteorologia. Por esses motivos, no presente trabalho a seleção da grade para agregar os raios e elaborar a densidade de descargas elétricas foi feita com base na resolução do pixel do GLM sobre a área de estudo.

5.2 Densidade de Raios

O primeiro passo na elaboração desse trabalho foi determinar a área e o intervalo de tempo nos quais a ocorrência de raios foi contabilizada a fim de obter a densidade de raios. A região total mostrada na Fig 5.2 é uma representação esquemática da grade não uniforme dos pixels do GLM sobre a região do projeto SOS-CHUVA. Em cinza estão os 532 pixels utilizados no presente trabalho, todos eles estão totalmente contidos dentro da área de abrangência do XPOL e que, sobre a região de Campinas possuem em média de 9x9 km² de área. O intervalo de tempo de 5 minutos foi selecionado pois é um tempo no qual a variação da convecção é suficientemente pequena para que se tenha uma boa representatividade da nuvem assim como de sua evolução com o tempo e compatível com

o produto que será disseminado pelo Geonetcast e com o intervalo de 10 minutos de varredura do radar.

Figura 5.2 - Representação do recorte feito para selecionar os pixels do GLM sobre a região de Campinas. Em cinza estão os pixels utilizados no trabalho para calcular a densidade de descarga elétrica e em branco os pixels fora da área de abrangência do radar.



O trabalho foi elaborado com base em nas células de chuva medidas pelo radar nas quais ocorreram descargas elétricas ao longo dos meses de novembro de 2016 a março de 2017 e que tiveram dados disponíveis e de boa qualidade do XPOL e da BrasilDAT. Esse período corresponde a estação chuvosa na região, onde normalmente ocorrem um maior número de tempestades.

Com a área e o tempo de integração definidos a segunda etapa do estudo consistiu em produzir os campos de densidade de raios, conforme uma representação (proxy) das medidas realizadas pelo GLM. Para isso, foram contabilizados o número de eventos que ocorreram dentro de cada pixel ao longo de 5 min. A distribuição das descargas segue um padrão logarítmico, ou seja, a grande maioria dos pixels possuem um número pequeno de descargas e uma minoria uma alta densidade de descargas. Para se ter então uma relevância estatística em classes de densidade de descargas elétricas, as densidades foram agrupadas em seis diferentes classes seguindo uma progressão geométrica. Dessa forma, à cada pixel foi atribuído uma classificação, como mostrada na Tabela 5.1, de acordo com o número de descargas registradas nos 5 minutos.

Tabela 5.1 - Número de descargas por pixel durante 5 minutos para cada classe.

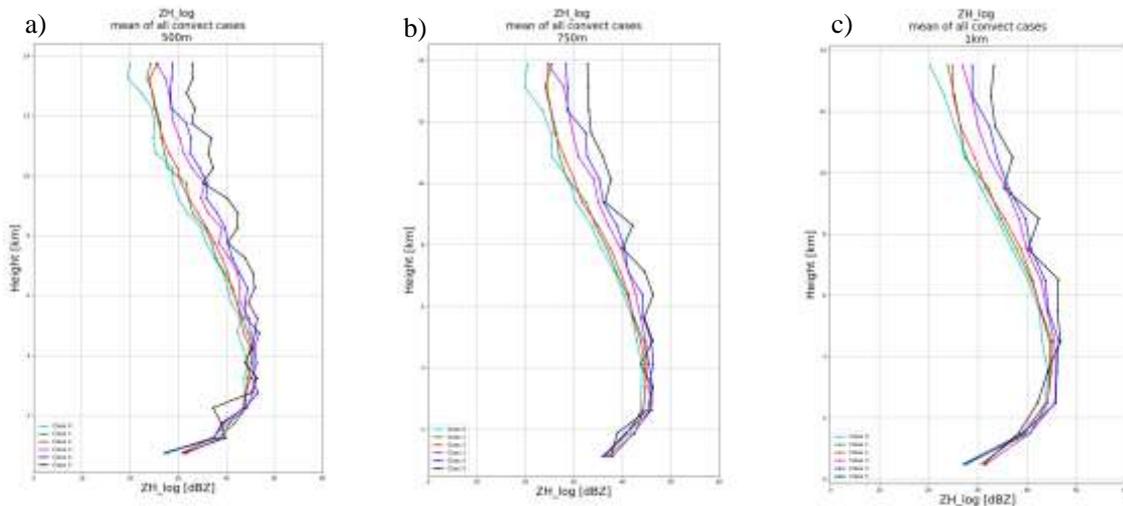
Classes	Nº de Descargas
Classe 1	1
Classe 2	2 a 3
Classe 3	4 a 7
Classe 4	8 a 15
Classe 5	16 a 31
Classe 6	> 32

Juntamente com as descargas da BrasilDAT, as variáveis do XPOL compõem os principais conjuntos de dados desse trabalho. A junção dessas informações foi feita da seguinte maneira: para cada descarga registrada em um pixel foram selecionadas todas as informações de cada variável que estivessem contidas em um raio de 1 km ao redor da descarga e ao longo de 14 km do perfil vertical, no intervalo de tempo da varredura do volume de dados do radar. Em seguida, todas essas informações foram agregadas de acordo com a classe do pixel em que a descarga ocorreu. A grande vantagem em trabalhar com a BrasilDat foi que o GLM tem resolução de 8x8 km² e nesta resolução as médias dos perfis de radar seriam muito alisados. Com a BrasilDat foi possível restringir a procura pelo perfil associado a descarga a uma área muito menor, guardando as características da estrutura microfísica da tempestade nas proximidades da ocorrência do evento.

A última etapa foi a elaboração do perfil propriamente dito. Foram testados diferentes intervalos ao longo da vertical para os quais o valor médio das variáveis foi calculado. Na Fig. 5.3 três diferentes exemplos de resoluções verticais são apresentados apenas para Z_H. Na primeira, Fig. 5.3a, a média foi feita com base em todos os valores de refletividade de todos os pixels de cada classe à cada 500 m, na Fig. 5.3.b à cada 750 m e 1 km na Fig. 5.3c. É possível notar que o comportamento médio é comum para as três resoluções, entretanto o perfil de 1km é o menos ruidoso e mais homogêneo, como era de se esperar.

Os perfis da Fig. 5.3 foram elaborados apenas para a fração dos dados do radar que se encontraram em uma região convectiva. A escolha em separar os perfis em convectivos e estratiformes, assim como a metodologia utilizada para tal será descrita a sessão a seguir.

Figura 5.3 - Perfis verticais médios de refletividade variando com a densidade de descargas, com resolução vertical de a) 500 m, b) 750 m e c) 1 km.



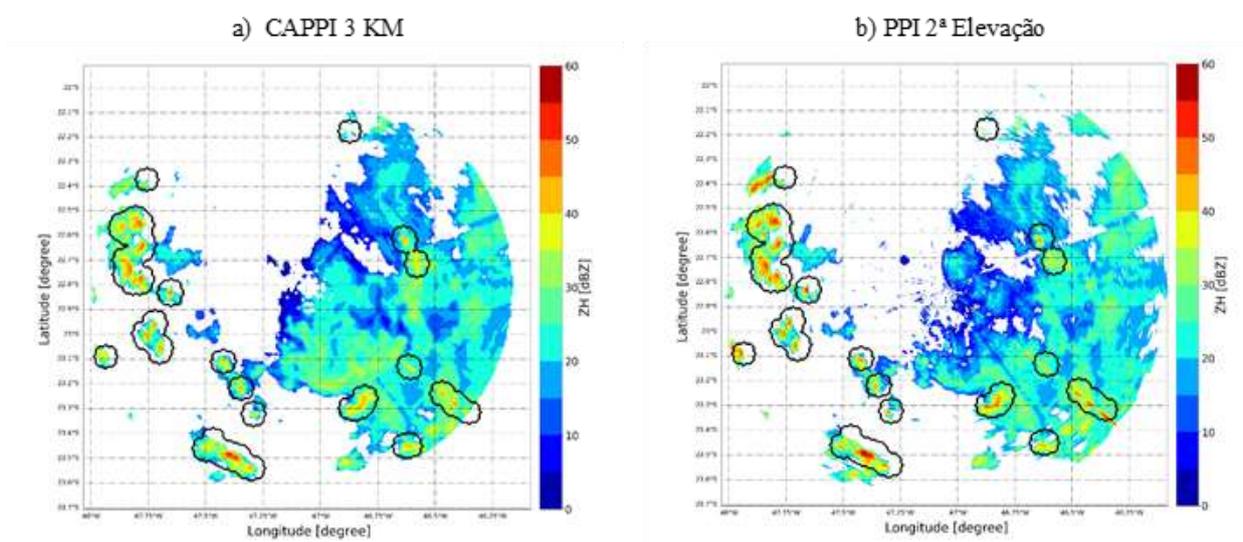
5.3 Classificação Convectiva e Estratiforme

Estudos (SCHUUR; RUTLEDGE 2000; SABA et al., 2010) demonstraram que os padrões de relâmpagos (positivos ou negativos, IN ou NS) observados nas regiões estratiformes são diferentes dos observados nas regiões convectivas. Essas diferenças são atribuídas a diversos fatores entre eles, às variações na microfísica, a intensidade do movimento vertical e a extensão dos sistemas convectivos e estratiformes (MATTOS et al, 2016). Além disso, o próprio processo de eletrificação de uma nuvem convectiva e estratiforme são diferentes entre si. De maneira geral, a região estratiforme se desenvolve a partir de partículas de gelo, muitas vezes carregadas positivamente, que se desprendem e deslocam da estrutura convectiva até a parte estratiforme (SMULL; HOUZE, 1985). A fração estratiforme geralmente ocupa uma área muito extensa. O desenvolvimento dessa grande área se dá devido ao crescimento por processos microfísicos dos hidrometeoros oriundos da fração convectiva e também, pela contribuição de movimentos ascensionais em mesoescala (SMULL; HOUZE, 1985). O carregamento das partículas nessa área se dá principalmente pela advecção de partículas já eletrificadas da região convectiva, mas também pode ocorrer *in situ*. Entretanto, como a intensidade do *updraft* é menor na parte estratiforme esse carregamento é diferente do processo que ocorre na fração convectiva.

Diante desse cenário é possível observar a necessidade de se conhecer o sistema do qual o perfil médio vertical será extraído a fim de obter uma análise mais específica das características e assinaturas fornecidas pelas variáveis polarimétricas uma vez que, a análise de um perfil vertical médio é mais interessante para os casos convectivos, não apenas por possuírem um comportamento e disposição dos hidrometeoros melhor definido.

A metodologia desse trabalho se propõe a obter um perfil médio vertical mais característico possível dos eventos convectivos e, para isso, foi utilizado o método proposto por Steiner et al. (1995) que foi desenvolvido com base na região de Darwin, Austrália, onde o clima é marítimo tropical. A seleção de cada ponto do radar (*gate*), em convectivos e estratiformes, foi feita com base nos valores de refletividade à 3 km e analisados em uma grade-cartesiana, o CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator). Os critérios de seleção adotados para classificar cada ponto dentro da grade do radar foram três. O primeiro aspecto avaliado foi a intensidade da refletividade, qualquer ponto com valor de refletividade maior ou igual a 40 dBZ é prontamente considerado como um centro convectivo, uma vez que esse valor de intensidade dificilmente é observado em chuvas estratiforme. O segundo critério avalia a variabilidade espacial. A diferença entre o valor de refletividade de um *gate*, não classificado como centro convectivo no primeiro critério, com o valor de refletividade média em uma área de raio de 11 km no seu entorno é analisada. Para cada valor médio de refletividade, o ponto analisado deve ter uma diferença de refletividade com o entorno acima da curva de referência proposta por Steiner et al. (1995) para ser classificado como convectivo. Por fim, o último aspecto considerado por Steiner et al. (1995), consiste em incluir, como convectivos, os pontos que estejam dentro de uma área de influência dos *gates* já classificados como convectivos nos critérios anteriores. O raio de influência dessa classificação é dependente da intensidade média de refletividade do meio circunvizinho, como mostrado no gráfico da Figura 6 em Steiner et al. (1995). A Fig.,5.4 mostra o resultado da classificação de Steiner et al. (1995) aplicada para a região de Campinas para o dia 03 de dezembro de 2016.

Figura 5.4 - A figura a mostra o resultado da classificação convectivo – estratiforme em um CAPPI 3km (a) e (b) na 2ª elevação do PPI



A Fig. 5.4a apresenta o resultado da aplicação dos critérios sobre o CAPPI de 3km e a 5.4b sobre a primeira elevação do PPI, nos quais em preto estão delimitadas as áreas consideradas convectivas. Em ambas as imagens é possível notar que, de maneira geral, o resultado da classificação é condizente com um modelo conceitual de centros convectivos observado observados por radar.

5.4 Avaliação e análise dos perfis

Após as etapas descritas acima foi possível estabelecer perfis médios das variáveis polarimétricas para cada classe de densidade de descargas elétricas representativo das nuvens convectivas em uma área de 1 km de raio no entorno da descarga elétrica. Para avaliação do emprego destes perfis e análise das propriedades microfísicas de cada classe de densidade de descargas elétricas foi realizado um teste com assimilação de dados e a classificação de hidrometeoros. Para isso, foi selecionado um evento específico ocorrido sobre a região de Campinas no dia 3 de dezembro de 2016. A metodologia utilizada para a aplicação será descrita nas sessões a seguir.

5.4.1 Assimilação

Esta etapa do trabalho buscou analisar o possível uso desses perfis para fins de assimilação e verificar o impacto que possa acarretar na qualidade da previsão, especialmente de curto prazo. O modelo utilizado para tal foi o WRF que é um modelo regional que incorpora técnicas numéricas avançadas e de técnicas de assimilação de dados, com capacidade de aninhamento de grades múltiplas de convecção e precipitação de mesoescala (MICHALAKES et al., 2004). Para a assimilação de dados foi usada a análise gerada pelo sistema WRF Data Assimilation (WRFDA), um sistema com maior desenvolvimento em assimilação de dados de radar.

A coordenada vertical utilizada pelo modelo é a sigma – coordenada de pressão hidrostática que acompanha o terreno. Este modelo está atualmente em uso operacional no NCEP e no CPTEC. O modelo foi rodado para uma resolução de 1 km e a física utilizada foi ajustada da seguinte forma (padrão definido para as simulações do projeto SOS CHUVA): para parametrização de microfísica utilizou-se Morrison; para radiação de onda longa e onda curta foi utilizada a RRTMG; o esquema de *surface layer* empregado é Monin-Obukhov revisado; a parametrização de superfície usada é a Noah; e, o esquema YSU para a camada limite planetária.

Três diferentes rodadas do modelo foram geradas para fins de comparação. A primeira foi feita sem qualquer assimilação e a segunda foi feita assimilando os dados de refletividade e vento do radar de Campinas, conforme detalhes em Vendrasco (2015). Na terceira rodada foi testado então os perfis convectivos obtidos nesse trabalho, assimilando apenas os perfis de refletividade (Z_H) definido em função da densidade de descarga elétrica do campo GLM proxy criado com os dados da BrasilDat. A assimilação da refletividade foi feita indiretamente, através da conversão de refletividade em razão de mistura de água de chuva (WANG et al., 2013). É importante destacar que todas as demais configurações do modelo foram as mesmas para as três rodadas.

A área selecionada para inserir os perfis foi a mesma utilizada ao longo do trabalho (região em cinza na Fig 5.2), mais especificamente os perfis foram alocados na latitude e longitude central de cada pixel do GLM sobre a região de Campinas. Ao longo de cada hora todos os pixels que tiveram descargas elétricas foram classificados de acordo com a densidade de descarga estabelecida na Tabela 5.1 e o perfil de 1 km correspondente da

classe atribuída. A assimilação dos perfis foi feita a cada hora em quatro ciclos. A cada ciclo foram assimilados o total de pixels que tiveram raios detectados ao longo da hora (60 minutos) precedente ao momento no qual a assimilação foi feita. Em cada arquivo horário, estava informado o total de elevações do perfil (proporcional à resolução vertical), a quantidades de perfis (correspondente ao número de pixel com descargas elétricas durante uma hora) e, para cada perfil foi informado o valor de refletividade médio de cada nível assim como a latitude, longitude e altura correspondente. As principais informações fornecidas para a assimilação estão representadas na Tabela 5.2.

Um ponto importante de ser considerado nesta simulação é que a simulação com dados de radar, com a mesma disposição de simulação e quatro ciclos de assimilação é muito mais precisa, pois a posição do perfil convectivo é muito melhor localizado, uma vez que a grade do GLM é de $9 \times 9 \text{ km}^2$ e por hipótese considerou-se que a descarga está no centro da grade GLM. Outro ponto importante, é que por hipótese foi considerado que todas as descargas ocorreram na área convectiva, o que de certa forma, é também uma limitação, pois algumas das descargas pode ter ocorrido na região estratiforme. Certamente, com o emprego do ABI é possível melhorar consideravelmente este procedimento com uma classificação convectivo-estratiforme e com a localização dos perfis médios nas regiões com a mínimas temperaturas de brilho, por exemplo. Logo, esses testes são com a forma mais simples possível, somente para avaliar o potencial que este método tem para reduzir o *spin up* de modelos de alta resolução temporal no emprego de *nowcasting*.

Tabela 5.2 - Informações horárias relativas aos perfis

Data e Hora (YMDHmm)	Latitude	Longitude	Altura (km)	Refletividade (dBZ)	Número de elevações	Número de perfis
-------------------------	----------	-----------	----------------	------------------------	---------------------------	---------------------

5.4.1.1 Avaliação do Modelo

A fim de avaliar a qualidade dos resultados obtidos foram utilizados, de maneira semelhante à Vendrasco (2015), dois índices para quantificar a acurácia do modelo em relação a algum parâmetro previstos, como por exemplo precipitação ou refletividade. O primeiro é o índice *Fractions Skill Score* (FFS) que fornece a fração de acerto do modelo

dentro de um limiar de precipitação e um determinado raio de cobertura. Ou seja, é válido para demonstrar a acurácia do modelo em relação ao posicionamento da convecção. O FSS é calculado através da seguinte equação:

$$FSS = 1 - \frac{1}{N} \frac{\sum_1^N (P_f P_o)^2}{\sum_1^N P_f^2 + \sum_1^N P_o^2} \quad (5.6)$$

Onde P_f corresponde a fração prevista pelo modelo, P_o é a fração observada, N diz respeito ao número de janelas que a área foi dividida. O FSS é um índice utilizado na avaliação da precipitação acumulada por sistemas convectivos em modelos de alta resolução (ROBERTS; LEAN, 2008).

Para avaliar a acurácia em relação à magnitude de precipitação, ou de outro parâmetro escolhido e não apenas a sua alocação no espaço, foi calculado um segundo índice o *Root Mean Square Error* (RMSE).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_1^N (\hat{M} - \hat{O})^2} \quad (5.7)$$

Onde N é o número total de pontos de grade do domínio verificado e, representam, respectivamente, as médias do parâmetro escolhido prevista pelo modelo e observada nos pontos dentro de uma determinada área.

A avaliação conjunta do desempenho desses dois índices permite comparar a acurácias entre as diferentes rodadas realizadas tanto no que diz respeito à uma avaliação do posicionamento quanto à magnitude da previsão.

5.4.2 Classificação de Hidrometeoros

A segunda análise empregada foi utilizar a classificação de hidrometeoros a fim de complementar as observações mais detalhadas feitas para o caso do dia 03 de dezembro de 2016. A metodologia utilizada para no presente trabalho teve por base a lógica *Fuzzy* que, por ser uma abordagem supervisionada, necessita da consideração inicial simulada. A definição das assinaturas das variáveis polarimétricas correspondente à cada tipo de hidrometeoro foi baseada na metodologia proposta por Dolan e Rutledge (2009) para radar banda-X.

A primeira etapa consiste na elaboração da matriz T-matrix, na qual simulações de espalhamento foram rodadas para nove diferentes hidrometeoros : chuva-fraca (DZ- sigla em inglês), chuva (RN), cristais de gelo (IC), *graupel* de baixa densidade (LDG), *graupel* de alta densidade (HDG), gelo alinhado verticalmente (VI), granizo em derretimento (MH), neve (DS) e *wet snow* (WS). As três últimas classes foram adicionadas de acordo com os parâmetros propostos por Besic et al. (2016).

A segunda etapa consiste no desenvolvimento da lógica *fuzzy* para a classificação propriamente. As observações utilizadas para essa análise foram as quatro variáveis polarimétricas (Z_H , Z_{DR} , K_{DP} , ρ_{HV}) e a temperatura, inferida a partir das assinaturas polarimétricas do radar. Nesse processo foi utilizada uma função de probabilidade para calcular o valor que representa grau de correlação entre as observações e o tipo de hidrometeoro. Para as variáveis do radar a função utilizada foi uma gaussiana e para temperatura uma curva de distribuição trapezoidal (DOLAN; RUTLEDGE, 2009). Para cada *gate* do radar a classificação foi atribuída de acordo com o hidrometeoro que apresentou o maior grau de correlação com as respectivas variáveis.

Com a classificação já estabelecida para cada *gate*, as informações dos tipos de hidrometeoros dentro de um raio de 1km ao redor das descargas elétricas foram selecionadas e agrupadas por classe, de maneira semelhante à elaboração dos perfis. No entanto, nesse caso não foram calculados valores médios, mas sim a distribuição percentual de cada tipo de hidrometeoro ao longo da coluna vertical. Esta etapa utilizou-se da classificação desenvolvida para o projeto SOS CHUVA.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Primeira Etapa: Diferenças entre perfis convectivos e estratiforme

Dentre as tempestades analisadas, foram considerados todos os raios registrados em 9062 pixels que tiveram descargas elétricas detectadas e dados disponíveis ao longo do intervalo de tempo estudado. Conforme é possível observar na Tabela 6.1 a grande maioria dos pixels (82,7 %) foram classificados entre as três primeiras classes e apenas 17,3 % nas últimas três. Todavia, como a densidade de descargas aumenta exponencialmente entre cada classe, o número total de raios apresenta um comportamento oposto, uma vez que a maior quantidade de descargas ocorreu nos pixels classe 6. Dentre o total de relâmpagos 37,7 % ocorreram nos pixels de classe 1, 2 e 3 e 62,3 % nos pixels de classe 4, 5 e 6, sendo que a classe com maior percentual de eventos foi a classe 6 com 22,7% e, a menor a classe 1 com 6,9%. No que diz respeito aos diferentes tipos de sistemas, observou-se para todas as classes os sistemas convectivos apresentaram um maior número de atividade elétrica. Assim como observado em outros estudos (LANG et al., 2004; CAREY et al., 2005; LIU et al., 2013) a densidade total de raios nas regiões estratiforme é tipicamente bem menor do que em células convectivas e coerentemente, do total de descargas analisadas nas seis classes, 30% ocorreram em regiões classificadas como estratiformes e 70% em regiões convectivas.

As características das descargas elétricas em regiões estratiformes são ainda pouco conhecidas e estudos nessa área são relativamente menos comuns do que sobre descargas convectivas (WANG et al., 2016). Além disso, dentro do percentual de raios detectados em regiões estratiformes, apenas uma pequena fração se inicia na posição de detecção, a maioria das descargas que ocorrem nas regiões estratiformes tem seu início na região convectiva do sistema (LANG et al., 2004). Mesmo com uma contribuição menor, a ocorrência de raios estratiformes pode ser bem significativa em alguns tipos e diferentes estágios de desenvolvimento das tempestades (HODAPP et al., 2008; WANG et al., 2016). Apesar de o foco do presente trabalho estar nos perfis convectivos e não ser objetivo analisar a origem e características dos raios de regiões estratiformes, é válido demonstrar a diferença e entre os dois tipos e evidenciar a relevância do processo de classificação.

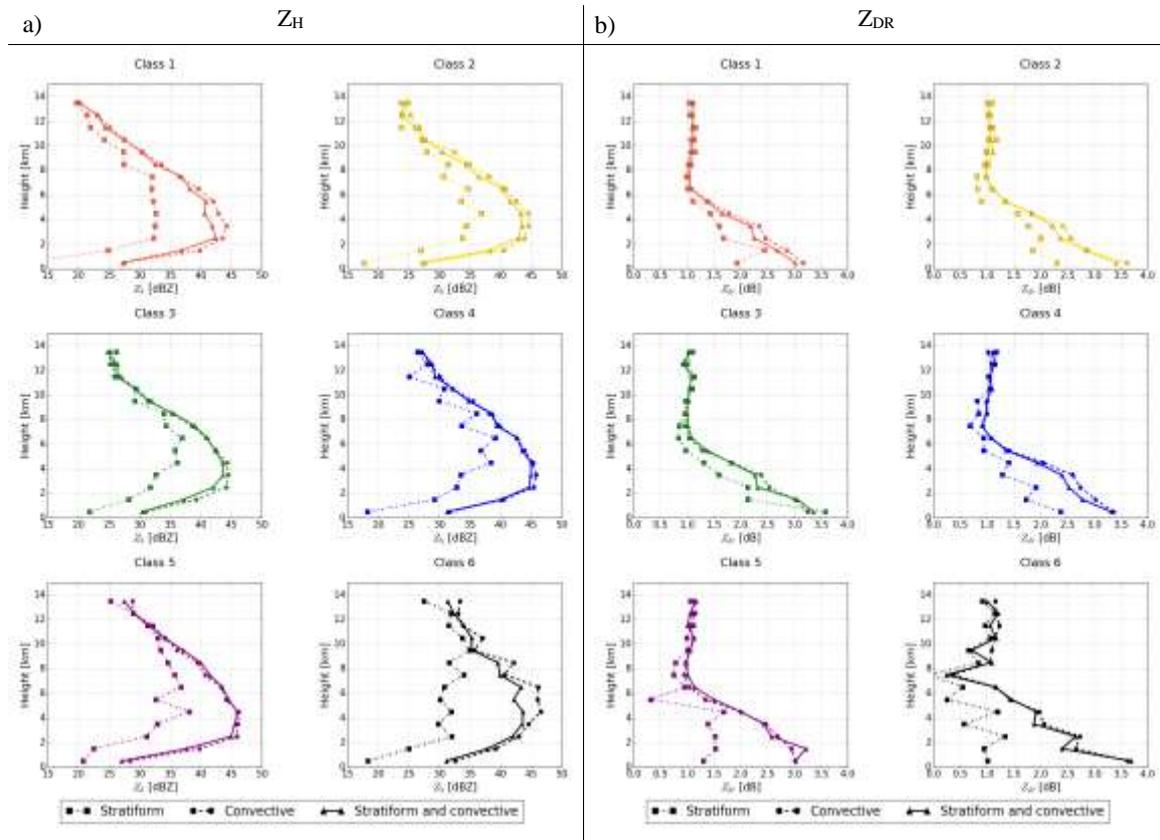
Tabela 6.1 - Percentual de pixels classificados entre as seis classes e, percentual de descargas por classe

	% Pixels	% Raios
Classe 1	35,9	6,9
Classe 2	28,0	11,9
Classe 3	18,7	18,9
Classe 4	10,2	19,0
Classe 5	5,1	20,6
Classe 6	2,0	22,7
Total	100	100

Nas Figuras 6.1 e 6.2 estão apresentados os perfis verticais de 1 km obtidos ao longo desse trabalho para as quatro variáveis polarimétricas analisadas, Z_H , Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} , respectivamente. Os perfis mostrados estão separados em três tipos, dois representam a classificação do sistema, convectivo ou estratiforme, no qual estavam inseridos quando detectado o raio e, o terceiro represente o perfil gerado com base apenas na densidade do pixel sem levar em conta a classificação do sistema. Este último foi adicionado com o objetivo principal de demonstrar o impacto da classificação na elaboração dos perfis convectivos finais.

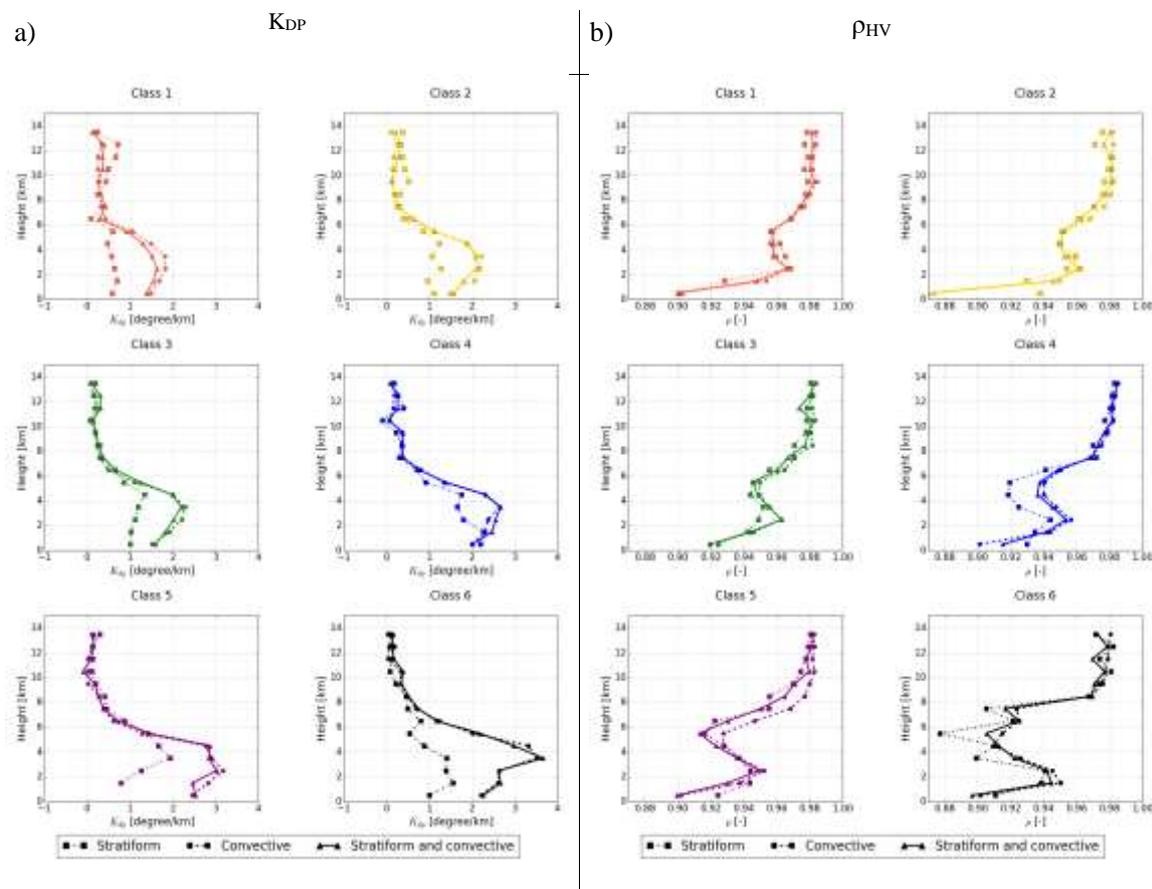
De maneira geral, as diferenças mais evidentes entre os perfis convectivos e estratiformes são observadas nas camadas mais quentes, nas regiões mais baixas da nuvem, para todas as variáveis e classes. No que diz respeito as classes, os perfis se distinguem mais nas classes maiores associadas a maior atividade elétrica. Dentre outras possibilidades, um raio detectado na região estratiforme em um pixel com alta densidade de descargas elétricas pode estar relacionado à sua proximidade a um sistema convectivo intenso, de forma que a parte estratiforme ainda esteja se desenvolvendo. As variações de Z_H e Z_{DR} mais evidentes observadas nas classes mais intensas, 5 e 6, podem estar relacionados a esse processo de transição entre a região convectiva e estratiforme, que não só dificulta obter o comportamento esperando das variáveis seja para um ou para outro sistema, como também pode influenciar o próprio processo de classificação do tipo de sistema. O ponto mais evidente nesta classificação é com relação a refletividade que mostra a banda brilhante nas nuvens estratiformes.

Figura 6.1 - Perfis convectivos, estratiformes e sem classificação para a) Z_H e b) Z_{DR}



Dolan et al. (2013) avaliaram perfis verticais médios convectivos e estratiformes de refletividade para épocas de monção e *break* na região tropical de Darwin, Austrália. Apesar de Dolan et al. (2013) não envolver descargas elétricas em suas análises, é interessante notar que em seus perfis de refletividade a diferença entre o perfil convectivo e estratiforme começa a ser significativa a partir de aproximadamente 6 km e continua aumentando até a superfície, semelhante ao que se observa nos perfis da Fig 6.1. Esse comportamento é mais evidente nos perfis associados às classes com menor atividade elétrica. A diminuição dos valores de refletividade próximo à superfície nas regiões estratiformes pode ser associada a chuvas menos intensas e à presença de gotas de chuva menores (DOLAN et al.,2013), assim como pela presença de partículas de gelo menores em altos níveis cujo o derretimento não contribui para a formação de gotas grandes e oblatas.

Figura 6.2 - Perfis convectivos, estratiformes e sem classificação do sistema para a) KDP e b) ρ_{HV}



A variação na homogeneidade das partículas pode ser observada através dos perfis de ρ_{HV} na Fig 6.2. Em todas as classes nota-se uma diminuição do valor de ρ_{HV} próximo a 4,5 km que corresponde à localização aproximada da isoterma de 0 °C, onde há uma maior mistura de hidrometeoros tanto na fase líquida quanto sólida. Para as classes menores os três perfis, convectivo, estratiforme e o sem classificação, têm comportamentos muito semelhantes entre si, entretanto o estratiforme passa a se diferenciar dos demais a partir da classe 4. A baixo de 6 km, aproximadamente, o perfil estratiforme apresenta uma região com valores ainda menores que o perfil convectivo, o que pode estar associado com a presença da banda brilhante nesses sistemas. O valor de K_{DP} varia pouco ao longo da vertical nos perfis estratiformes, especialmente nas classes de 1 a 3 onde permanece próximo a um, o que é de se esperar, uma vez que os sistemas estratiformes tendem a possuir gotas menores, com menos discrepância entre os raios horizontais e verticais. O pequeno aumento que se nota próximo à 5 km provavelmente é um reflexo da camada de

derretimento e, a maior oscilação de K_{DP} notada nas classes maiores, especialmente 5 e 6, pode ser causado pela possível localização do raio em regiões estratiformes ainda próximas, ou em transição, da região convectiva.

A comparação entre os perfis convectivos e estratiforme evidenciam a diferença existente entre eles e, apesar de bem menor, em função da maior ocorrência de nuvens convectivas durante a ocorrência de descargas elétricas, nota-se diferenças entre o convectivo e o perfil feito sem classificação. Como a maioria dos raios estão na fração convectivo é de se esperar que o perfil geral se aproxime mais do convectivo, no entanto, para alguns casos, como a refletividade na classe 6, essa variação é um pouco mais evidente. Como o foco do trabalho está relacionado com tempestades convectivas, o perfil utilizado nas próximas etapas consiste apenas daqueles obtidos com os raios detectados na fração classificada como convectiva.

6.2 Segunda Etapa: Avaliação das variáveis polarimétricas em relação à intensidade de descarga.

Essa seção irá tratar de forma mais específica da relação das variáveis polarimétricas nos perfis convectivos de acordo com a densidade de descargas elétricas. A Figura 6.3 apresenta a variação de Z_H , Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} ao longo do perfil vertical para seis diferentes classes de densidade elétrica.

Os perfis médios de refletividade (Fig. 6.3a), são muito semelhantes abaixo de 4 km entre todas as classes, e passam a se diferenciar mais com a altura. Sabendo que maiores valores de Z_H são proporcionais tanto ao tamanho quanto à concentração dos hidrometeoros, o aumento dos valores de refletividade observado em altitude ao longo das classes pode ser justificado pelo aumento da concentração e tamanho do hidrometeoro sólido associadas a convecção mais intensa nas classes com maiores densidades. *Updrafts* intensos permitem a ascensão de mais umidade e partículas aos níveis maiores da atmosfera, ou seja, a concentração de hidrômetros em altitude pode estar diretamente associada à intensidade de atividades elétricas. Essa relação é reforçada pelo fato de o aumento de partículas nos níveis mais altos serem partículas de gelo, que são um elemento associado ao processo de carregamento da nuvem. Dessa forma, uma maior concentração das partículas de gelo favorece o aumento da colisão entre as partículas que por sua vez irá

intensificar o carregamento da nuvem, ou seja, é de se esperar uma maior concentração de partículas de gelo nas classes com maiores densidades de descargas elétricas.

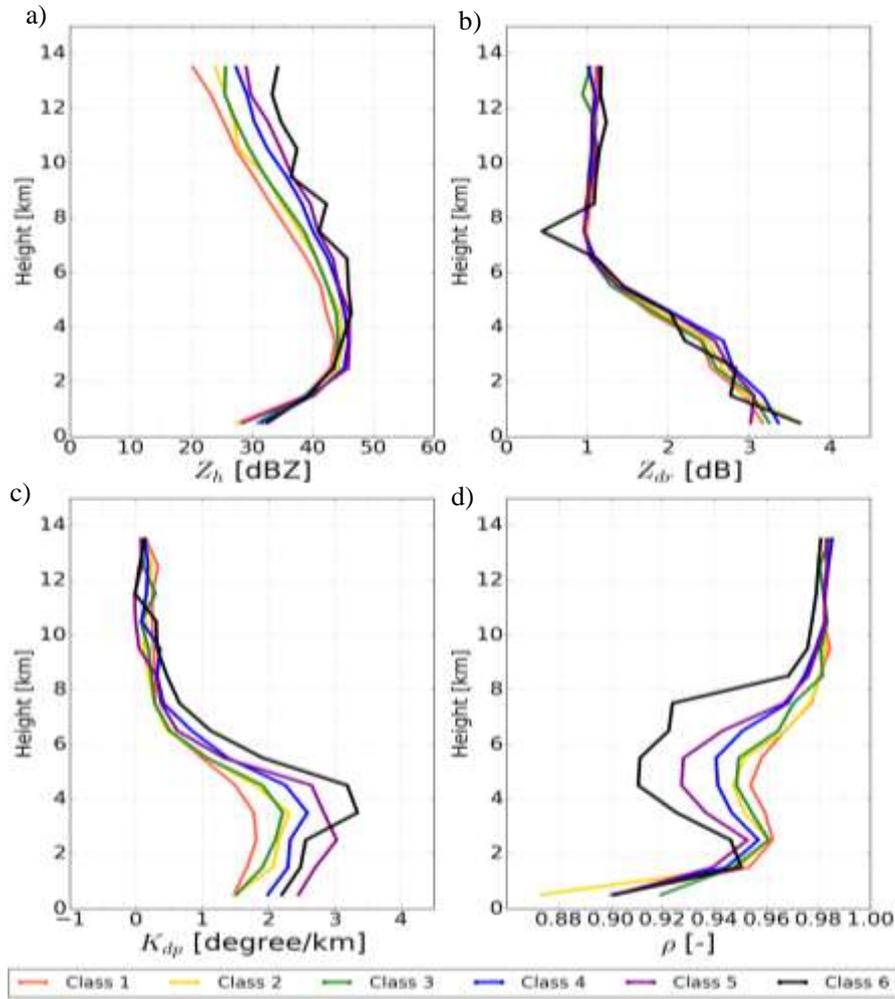
Os perfis de Z_H apresentam seu máximo valor um pouco a baixo da isoterma de 0 °C (4,5 km) devido ao derretimento das partículas de gelo nessa área. Resultado semelhante foi obtido por Mattos et al. (2016) que também analisou a variação dos perfis verticais médios das variáveis polarimétricas em relação à densidade de raios, como pode ser visto na Fig 6.4. Os quatro perfis demonstram a variação para três taxas de densidade elétricas, sendo que NOVHF, LOW, MID e HIGH correspondem, respectivamente aos perfis sem descargas detectadas pelo sensor de alta frequência, baixa média e alta densidade de descargas. É válido notar que os perfis de refletividade da classe 6 não seguiu o padrão dos demais, seu valor máximo está acima da isoterma de 0 °C o que, dentre outros motivos, pode estar relacionado à intensidade do movimento ascensional responsável por aumentar a concentração de partículas em níveis mais altos.

Vários trabalhos já avaliaram a relação entre a refletividade e a frequência de raios (GOODMAN et al., 1989; WILLIAMS, et al., 1989; YANG, KING, 2010) e, apesar das diversas correlações observadas entre eles, a refletividade por si só não é o suficiente para inferir a relação entre o formato e a orientação dos hidrometeoros com a atividade elétrica. A análise das demais variáveis polarimétricas tem um papel fundamental para trazer uma maior compreensão do comportamento e processos das partículas associadas aos sistemas convectivos.

Uma variável capaz de descrever melhor a forma e a orientação das partículas é o Z_{DR} . A Fig 6.3b apresenta a variação dos perfis médios de Z_{DR} com as classes e é possível notar que, no que diz respeito ao aumento da densidade de descargas elétricas, o perfil convectivo de Z_{DR} não apresentou grandes variações entre as classes. Entretanto, em todos os perfis o valor de Z_{DR} altera seu comportamento significativamente entre os níveis mais altos e mais baixos, no geral, os valores de Z_{DR} são significativamente maiores próximo à superfície. Nessa região, é possível notar um aumento de Z_{DR} , ainda que sutil, entre as classes proporcional à intensidade de atividades elétricas. Esse aumento Z_{DR} na região quente, proporcional ao aumento da densidade de descargas, indica a presença de mais partículas alinhadas horizontalmente, como gotas oblatas grandes (maior diâmetro horizontal que vertical) por exemplo. O movimento convectivo mais intenso permite a

formação de partículas de gelo maiores que, ao derreterem, contribuem para a formação de gotas maiores. Diferentemente do esperado, o perfil médio de Z_{DR} para classe 6 não registrou os maiores valores.

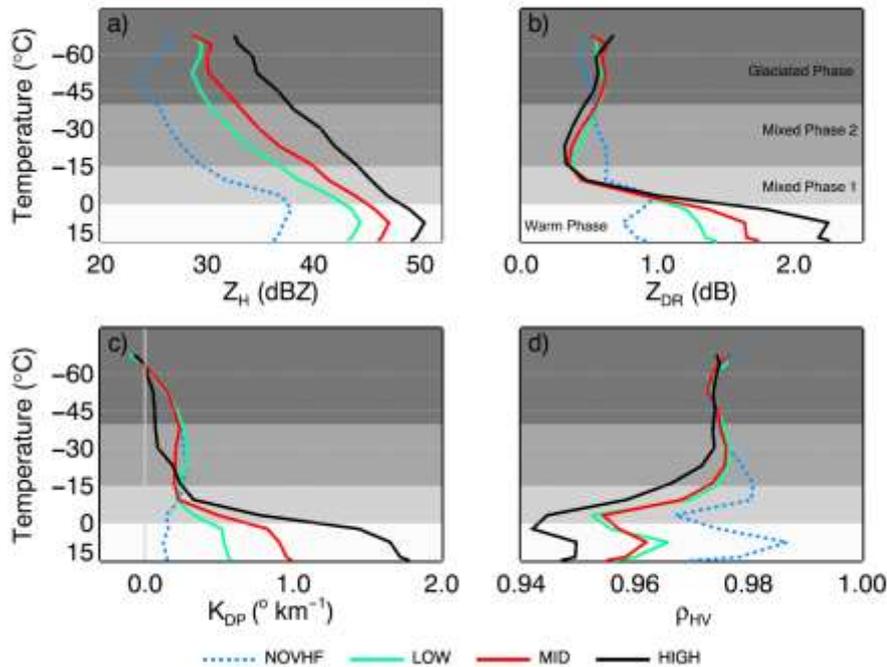
Figura 6.3 - Perfis convectivos médios de Z_H , Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} para as seis diferentes classes de descargas elétricas.



Acima de 4,5 km os valores dos seis perfis de Z_{DR} passam a ter pouca variabilidade entre si, devido a temperaturas negativas nessa região a presença de gelo começa a ser mais dominante. Nas regiões acima de 6 km todos os perfis apresentam um comportamento semelhante, nos quais seus valores giram em torno de 1 dB. Para todas as classes pelo menos uma descarga elétrica foi observada, ou seja, mesmo com intensidades diferentes, havia a presença de um campo elétrico. Nas camadas mais altas, compostas majoritariamente por partículas de gelo e, a presença do campo elétrico pode ser um dos

fatores que contribui para essa diminuição e homogeneização do valor de Z_{DR} , uma vez que a fração da refletividade vertical terá um papel maior que a fração horizontal.

Figura 6.4 – Perfis médios de a) Z_H , b) Z_{DR} , c) K_{DP} e d) ρ_{HV} sendo NOHF o perfil referentes à não ocorrência de descargas elétricas, LOW, MID e HIGH correspondente às seguintes densidades de descargas $1-6 \text{ srckm}^{-2} (4 \text{ min})^{-1}$, $7-13 \text{ srckm}^{-2} (4 \text{ min})^{-1}$ e $14-430 \text{ srckm}^{-2} (4 \text{ min})^{-1}$.



Fonte: Mattos et al. (2016)

Os perfis de Z_{DR} de Mattos et al. (2016) também tiveram um comportamento semelhante, variando entre si da base da nuvem e se aproximando nas regiões mais frias. Entretanto, é interessante notar que, apesar da variabilidade vertical presente no perfil da classe 6, não se observa a diminuição de Z_{DR} acima de $0 \text{ }^\circ\text{C}$, como na Fig. 6.4b. Essa homogeneização dos perfis de Z_{DR} em altitude pode estar relacionada não necessariamente com o comportamento físico das partículas apenas, mas pode sofrer influência das limitações do radar em relação ao ângulo necessário para observar os níveis mais altos dos sistemas.

Os valores médios ao longo dos perfis de K_{DP} são apresentados na Fig 6.3c. Observando inicialmente as regiões mais quentes, abaixo de $4,5 \text{ km}$, é possível notar nitidamente um aumento no valor de K_{DP} proporcional a intensidade da atividade elétrica. Acima de $4,5 \text{ km}$ o perfil da classe 6 não só apresenta os maiores valores, como também é o perfil que

se diferencia dos demais por manter maiores valores de K_{DP} até aproximadamente 8 km. Esse efeito pode estar associado, não apenas à maior concentração de partículas nessa região, como também à presença de gotas super-resfriadas, ambos relacionados a intensidade do movimento vertical dessa classe. De acordo Carey e Rutledge (1998), a presença dessas partículas nessa região logo acima da camada de derretimento é uma fonte de embriões de *graupel*, que por sua vez estão relacionados à eletrificação da nuvem.

Acima de 8 km os valores de todos os perfis convergem para $0 \text{ }^\circ\text{km}^{-1}$. É interessante notar que o perfil de K_{DP} das três últimas classes passam a ter valores menores que os das três primeiras classes entre 9- 10 km. Essa diminuição de K_{DP} é proporcional à densidade dos raios (VENTURA et al., 2013) e, juntamente com o aumento dos valores de Z_H , indicam a presença de uma grande concentração de partículas de gelo alinhadas verticalmente. Esse alinhamento é justificado pelo aumento proporcional da intensidade de campo elétrico presente, uma vez que quanto mais intenso mais capaz o campo é de alinhar verticalmente as partículas. Esse efeito do campo elétrico refletido no perfil de K_{DP} também pode ser observado claramente na figura de Mattos et al. (2016), especialmente para o caso de alta densidade de descarga (HIGH – Fig 6.4c).

O coeficiente ρ_{HV} é uma boa variável para caracterizar a camada de derretimento, uma vez que representa bem a mistura e a diversidade dos hidrometeoros presentes nas tempestades. Nos perfis da Fig 6.3, a variação de ρ_{HV} é muito sutil acima de 9 km e todos os valores se aproximam de um. Nos níveis mais baixos a diferença entre as classes é mais significativa e os valores menores indicam uma maior diversidade entre os hidrometeoros que se encontram nessa região. Independente da classe, os menores valores observados em todos os perfis estão em aproximadamente 5 km, ou seja, próximos a isoterma de $0 \text{ }^\circ\text{C}$ onde podem coexistir partículas diversas, como gotas super-resfriadas, gotas congeladas, *graupel* e até mesmo granizos.

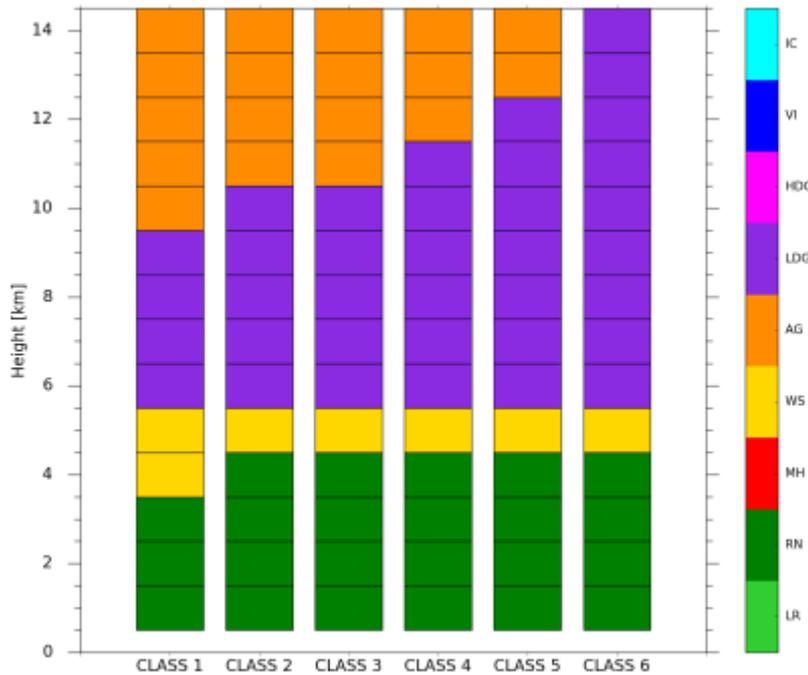
A variação dos perfis de ρ_{HV} permite notar que, com o aumento das classes proporcional intensificação da convecção, ρ_{HV} atinge menores valores em níveis mais altos, ou seja, a camada mais heterogênea de cada perfil consegue atingir um nível um pouco mais alto. Isso é mais evidente no perfil de ρ_{HV} da classe 6, que teve o comportamento mais distinto

não só no que diz respeito aos menores valores como também se observou valores menores em níveis mais altos. Enquanto para o perfil da classe 1 o menor valor é 0,95 para a classe 6 esse valor é de 0,91. A presença de menores valores de ρ_{HV} acima de 0 °C para o perfil 6 indica a ascensão de gotas líquida em níveis acima da temperatura de congelamento possibilitada pelo movimento ascensional. Os perfis de ρ_{HV} de Mattos et al. (2016) (Fig. 6.4d) também evidenciaram essa relação entre a descarga elétrica a presença de partículas menores em altitude.

O trabalho de Lund et al. (2009) também sugeriu que correntes ascendentes intensas com velocidade de aproximadamente 5 a 10 ms^{-1} favorecem o congelamento dos hidrometeoros em regiões próximas a -10 °C, enquanto correntes menos intensas fornecem condições melhores para o derretimento dos hidrometeoros. Estas observações indicam que o predomínio de água líquida super-resfriada em situações de eletrificação intensa provavelmente foi uma consequência do transporte realizado por correntes ascendentes fortes, que por sua vez, podem ter promovido a mistura e a formação de hidrometeoros mais diversos. Esse processo tende a favorecer a formação de *graupel* maiores através do processo de *riming* o que irá contribuir para o carregamento da nuvem devido ao mecanismo não-indutivo.

A análise de todas essas variáveis conjuntamente fornece uma melhor interpretação das nuvens convectivas em função do aumento da atividade elétrica. No entanto, para se observar ainda mais detalhadamente os aspectos microfísicos da nuvem em relação a descargas elétricas os algoritmos de classificação de hidrometeoros podem fornecer uma visão mais integrada de todas essas variáveis polarimétricas. Assim utilizou-se da classificação de hidrometeoros descrita anteriormente para ser aplicada aos perfis médios obtidos para cada classe de densidade de descargas elétricas. A Fig. 6.5 apresenta a classificação para os perfis médios obtidos em função das descargas elétricas. Apesar de coerente, em função desta classificação ter sido definida em termos de perfis médios ela é bastante alisada e, como é de se esperar, há uma redução clara no número de espécies de hidrometeoros classificadas.

Figura 6.5- Classificação dos hidrometeoros obtida através dos perfis médios convectivos de ZH, ZDR, KDP, ρ_{HV} . A classificação foi feita com base nos seguintes hidrometeoros: chuva fraca (LR), chuva (RN), melting hail (MH), wet snow (WS), neve (AG), graupel de alta (LDG), graupel de baixa densidade (HGG), neve seca (VI) e gelo seco (IC).



Essa classificação deve ser interpretada não como uma nuvem típica, mas como uma probabilidade de se encontrar as espécies definidas para cada classe de eletrificação da nuvem. Nota-se que a camada de *graupel* de baixa densidade aumenta à medida que aumenta a atividade elétrica sendo os agregados substituído pelo *graupel*. Como observado, há a camada de neve úmida no nível de derretimento e praticamente similar na camada quente. Há uma camada maior de neve úmida na menor classe de menor densidade que pode estar ligada a fase de dissipação da convecção. Esta classificação confirma as discussões sobre o sistema em função das diferentes variáveis polarimétricas e evidencia o mecanismo de carregamento não indutivo, através da relação entre as correntes verticais mais intensas com a formação de uma maior quantidade de *graupel* com a altura.

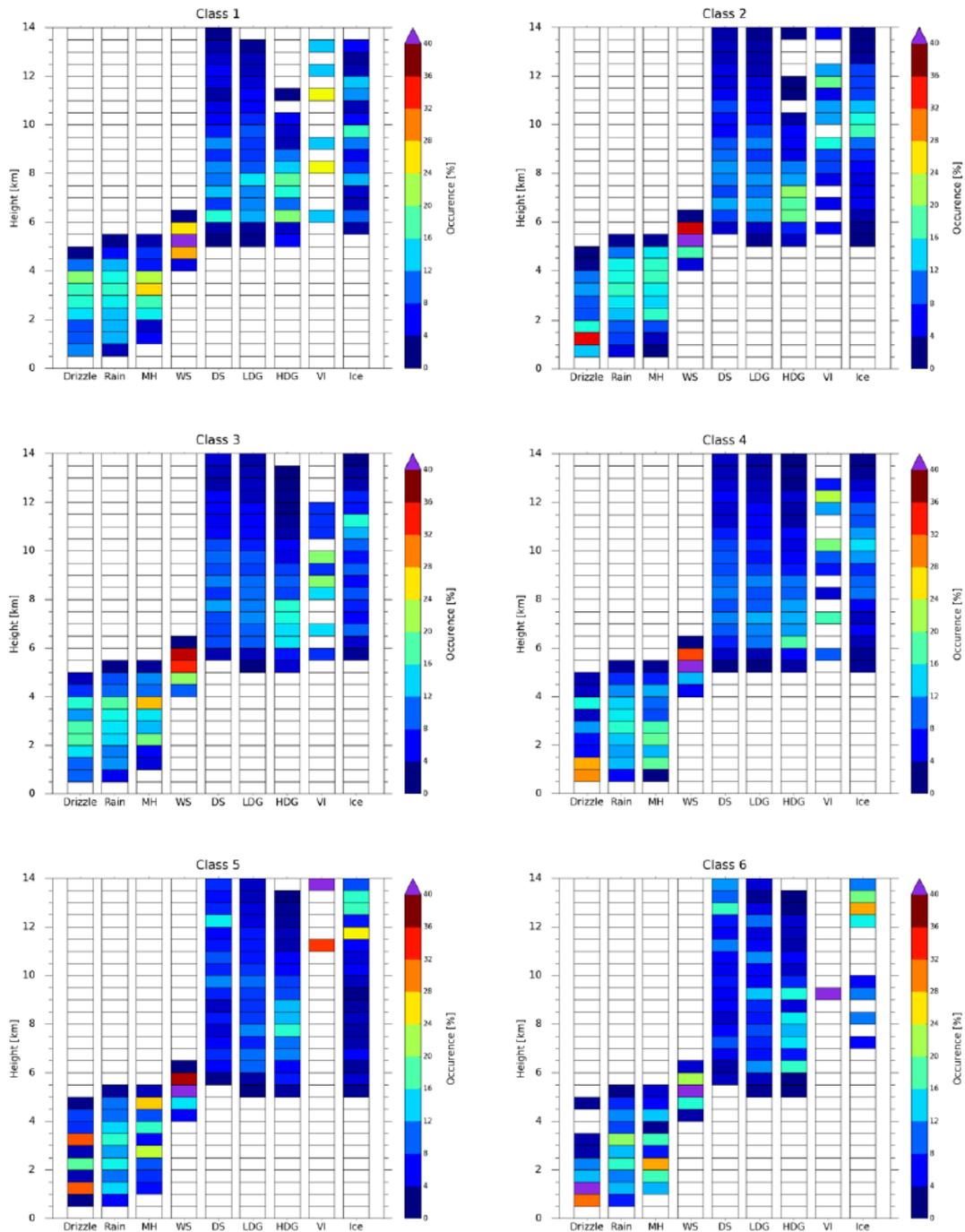
6.3 Terceira Etapa: Estudo de Caso do dia 3 de dez. de 2016

6.3.1 Classificação dos Hidrometeoros

Diferentemente da classificação anterior, baseada nos perfis médios, neste capítulo foi obtida distribuição dos hidrometeoros de acordo com a classe de atividade elétrica, seguindo o mesmo princípio utilizado na elaboração dos perfis médios convectivos em relação às classes de densidade elétrica. A classificação dos hidrometeoros foi realizada através da lógica *fuzzy* para o dia 03 de dezembro de 2016. A Figura 6.6 apresenta o resultado da distribuição percentual dos diferentes tipos de hidrometeoros ao longo da vertical. Como a temperatura é um elemento determinante para a classificação na lógica *fuzzy*, é possível notar a distinta separação dos hidrometeoros na fase líquida e sólida ao redor de 5 km para todas as fases

Nota-se que a classificação para este evento apresenta um número maior de classes, e é possível notar a variação entre as diferentes categorias de eletrificação. Uma das mais notáveis é a presença do *graupel* sendo mais notável e ocupando os níveis mais altos a medida que a eletrificação da nuvem aumenta. No caso da classe 1, por exemplo, o máximo de *graupel* está em 7,5 km e o de gelo em 9,5 km e, para a classe 6 está em 8 km e 13 km respectivamente. Considerando que o cristal de gelo e o *graupel* são as principais partículas no processo de eletrificação da nuvem. Essa distância entre as regiões com as partículas de cargas opostas pode refletir na intensidade do campo, uma vez que, dentro de um limiar, a distância entre os polos é proporcional a intensidade do campo. No que diz respeito às partículas de gelo (*ice*) é interessante notar que nas classes de menores densidades elas estão mais bem distribuídas ao longo da coluna, com pico de ocorrência não muito intensos variando entre 9 e 10 km. O oposto se observa nas classes de maiores densidades, onde os cristais têm seu pico de concentração entre 12 e 14 km e, especialmente na classe 6, é possível notar que o gelo se encontra praticamente concentrado nas regiões mais altas da nuvem. Em relação ao *graupel* o seu máximo de concentração nas classes menores está entre 6 e 7 km e para as classes maiores, chegando entre 8 e 9 km. Esses resultados são esperados principalmente devido à intensidade da convecção associada às diferentes classes.

Figura 6.6 - Distribuição percentual dos hidrometeoros ao longo da vertical para as diferentes classes de densidade. Obtidos para o caso do dia 03 de dezembro de 2016.



Conhecer o comportamento das partículas dentro dos sistemas convectivos permite, não apenas compreender melhor o sistema como um todo, mas também desenvolver ferramentas e técnicas que possam contribuir para a qualidade da previsão, especialmente

quando há a necessidade de uma boa representação dos sistemas de menor escala. Esse assunto será mais discutido na próxima sessão.

6.3.2 Assimilação de dados no evento de 3 de dez. de 2016

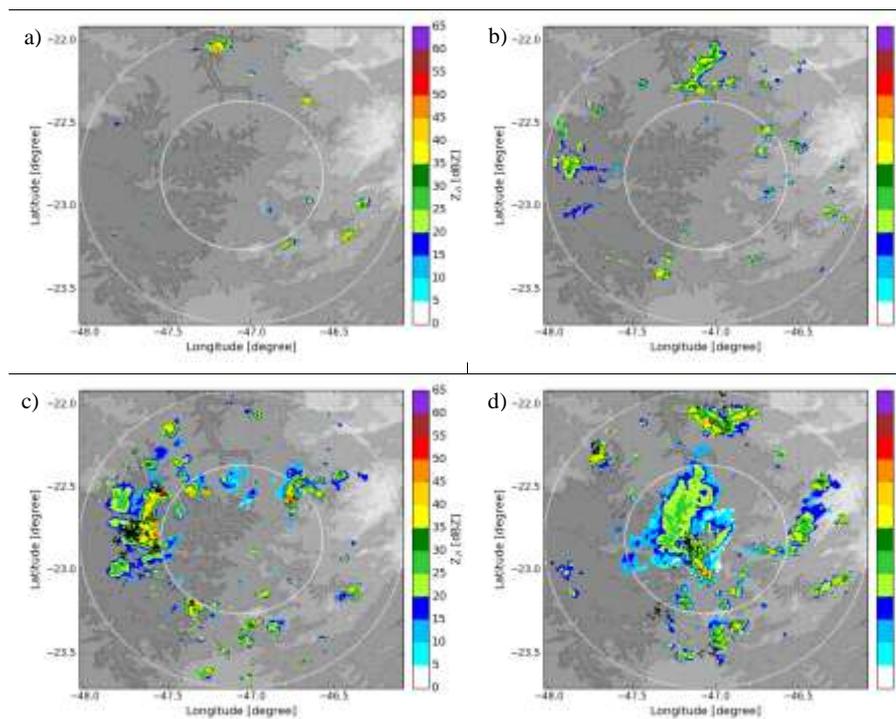
O teste de assimilação dos perfis no modelo WRF foi realizado para o dia 03 de dezembro de 2016 na área utilizada ao longo do trabalho. Nesse dia houve forte precipitação e ventos intensos nas regiões próximas a Campinas. Em algumas cidades ocorreram tempestades intensas entre a 19 e 20 UTC, no entanto chuvas e descargas elétricas começaram a ser detectadas em toda a região a partir 15 UTC e perduraram, com diferente intensidade, até pouco depois das 23 UTC. Esse evento se configurou devido a presença de um cavado em altos níveis e pelo aporte de umidade para a região trazido pelos jatos de baixos níveis característicos da América do Sul. O sistema gerou intensas rajadas de vento, de até 71 km.h^{-1} e granizo em alguns locais.

A assimilação dos perfis foi feita a cada hora em quatro ciclos, as 15, 16, 17 e 18 UTC. As imagens da Fig. 6.5 mostram um exemplo, para cada hora, da ocorrência dos raios e o CAPPI de 3km sobre a região (raio de 100 km) a partir da qual os perfis foram obtidos. É possível notar que a intensidade de descarga aumentou significativamente entre as 15 e 18 UTC. O perfil de refletividade associado a densidade total de raios de cada pixel foi assimilado na posição central de cada pixel e, todos os perfis que foram obtidos dentro do intervalo de uma hora antes de cada ciclo foram assimilados juntos. Entre as 14 e 15 UTC 13 pixels dentro da área tiveram descarga, e apenas os 13 perfis foram assimilados às 15 UTC. O modelo foi integrado ao longo de uma hora quando novamente foi feita a segunda assimilação. Com o aumento no número de descargas, 60 perfis foram assimilados as 16 UTC. Às 17 UTC 257 perfis foram obtidos e assimilados e no último ciclo, às 18 UTC, 359 perfis foram assimilados. A partir das 18 UTC o modelo foi rodado para gerar a previsão de 12h, até as 06 UTC do dia 04/12, porém a precipitação sobre a região continuou apenas ao longo das seis primeiras horas.

Nas Fig 6.8, 6.9 e 6.10 estão apresentados os três campos de refletividade gerado pelo WRF, sem assimilação (SA), com assimilação dos dados de radar (AR), com assimilação dos perfis médios de refletividade correlacionados com as densidades de descargas elétricas (GLM) através dos perfis convectivos (AP) e, a refletividade observada pelo

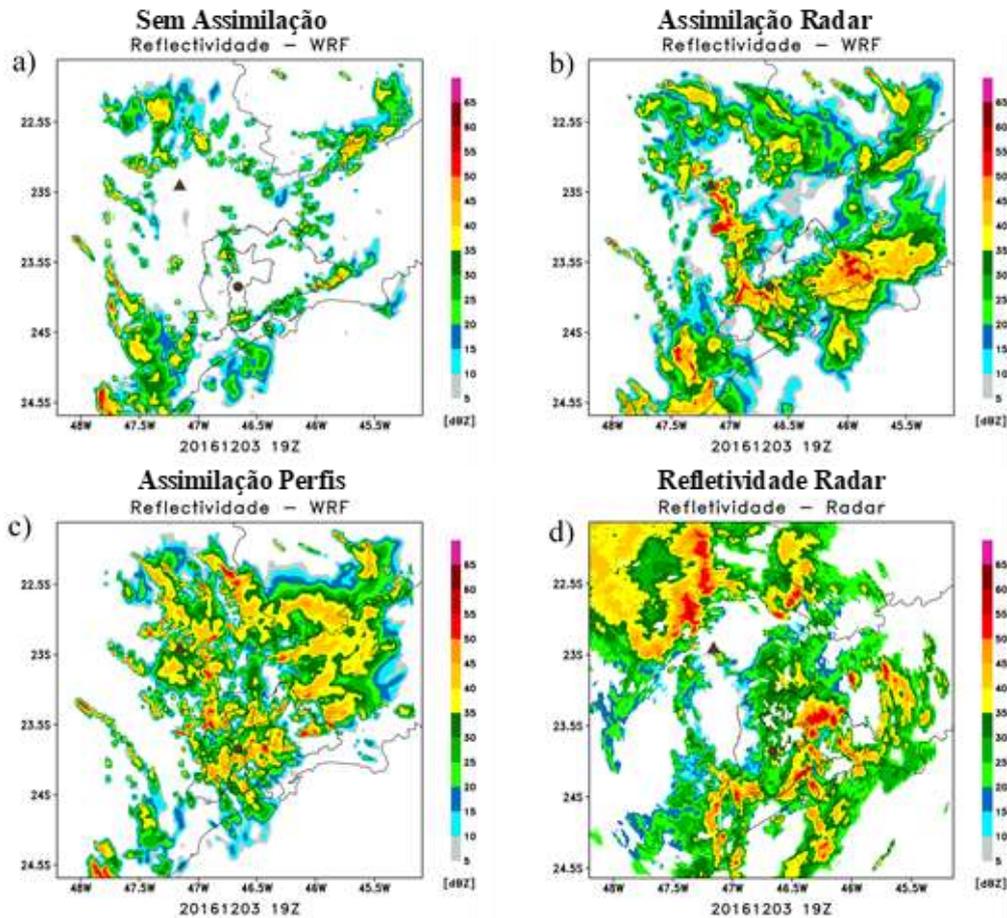
radar localizado em São Roque- SP, que cobre toda a região. A intensão em comparar os resultados obtidos pela AP com AR está no fato da assimilação de radar nos modelos numéricos de previsão estar trazendo melhorias significativas para a previsão de curto prazo (SUN, 2007; LI et al., 2012; WANG et al., 2012; VENDRASCO, 2015).

Figura 6.7 - A figura apresenta o CAPPI 3km e as descargas que ocorreram ao longo dos 10 minutos para realizar scan volumétrico. A imagem a) se refere as 1430 UTC, b) as 1530 UTC, c) as 1630 UTC e d) as 1730 UTC.



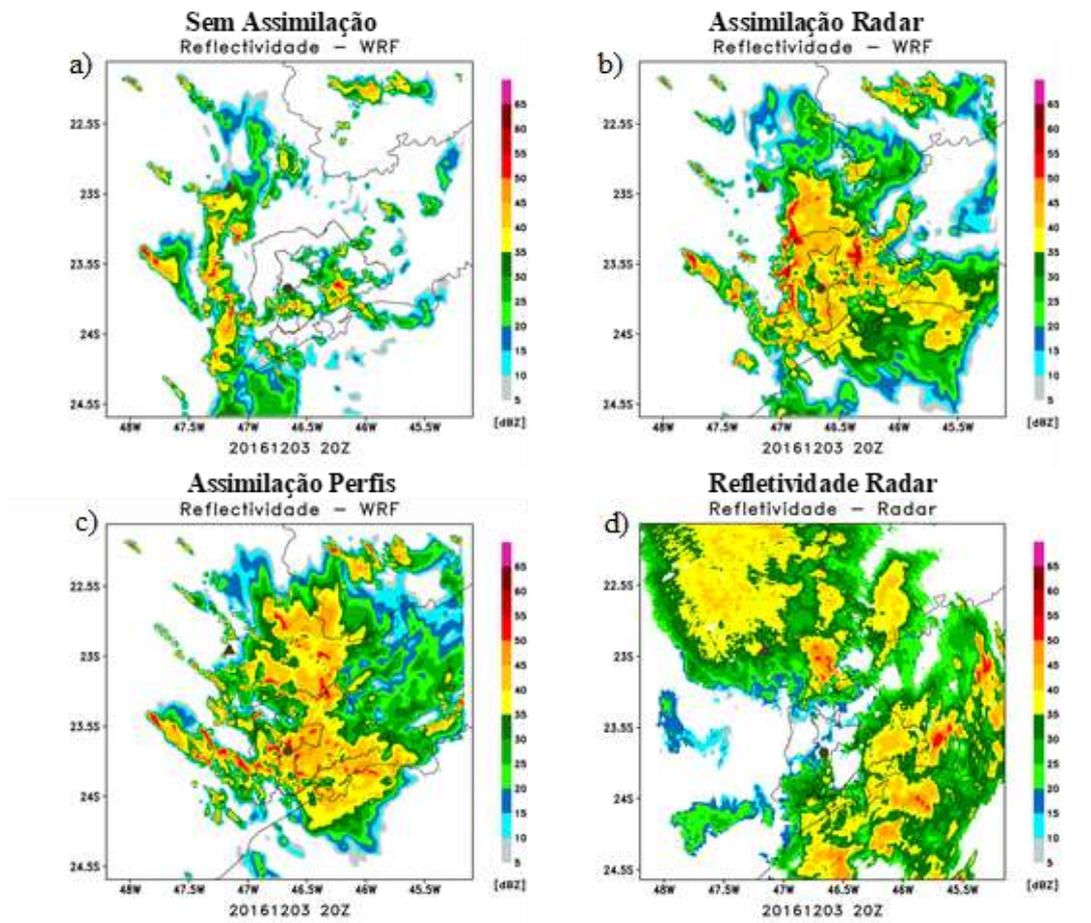
Em todas as rodadas do modelo é possível observar que o modelo sem assimilação, comparando com o radar, subestima bastante os valores de refletividade e não demonstra muito bem a área com precipitação. Da mesma forma é possível notar que ambas as rodadas com assimilação têm um desempenho mais positivo no que diz respeito tanto à quantidade quanto na localização da precipitação. Na Fig. 6.8, referente às 19 UTC, é possível observar uma semelhança no comportamento dos campos de AR e AP, e ambos tiveram problemas de detectar a precipitação à noroeste de Campinas. O campo gerado com AR (Fig. 6.8b) representa os centros de refletividade mais intensos melhor do que AP (Fig. 6.8c). Ao observar a variação ao longo do tempo, é possível notar que o sistema se deslocou do noroeste para sudeste entre 19 e 22 UTC, e que os campos gerados pelo modelo seguiram bem esse padrão.

Figura 6.8 - Campos de refletividade às 19 UTC de 03/12/2016 obtidos com WRF a) sem assimilação, b) com assimilação dos dados de radar, c) com assimilação dos perfis convectivos e d) o campo observado pelo radar.



De maneira geral os campos sem assimilação têm uma representação significativamente inferior dos campos de refletividade do que aqueles gerados com assimilação, o que é de se esperar, uma vez que, ao assimilar tanto o radar quanto as informações dos perfis médios o modelo está indicando a presença de convecção naquela região. Analisando a refletividade do radar entre as 19 e 22 UTC é possível notar que o sistema se desloca tanto em direção ao oceano quanto para o Sul de Minas Gerais. Os campos com assimilação conseguem descrever o deslocamento da precipitação em direção ao oceano, mas sobre Minas ambos não representam tão bem a precipitação, especialmente às 22 UTC devido, provavelmente, a não representação do sistema a noroeste, que nas imagens de radar aparentemente se desloca para essa região.

Figura 6.9 - Campos de refletividade às 20 UTC de 03/12/2016 obtidos com WRF a) sem assimilação, b) com assimilação dos dados de radar, c) com assimilação dos perfis convectivos e d) o campo observado pelo radar.

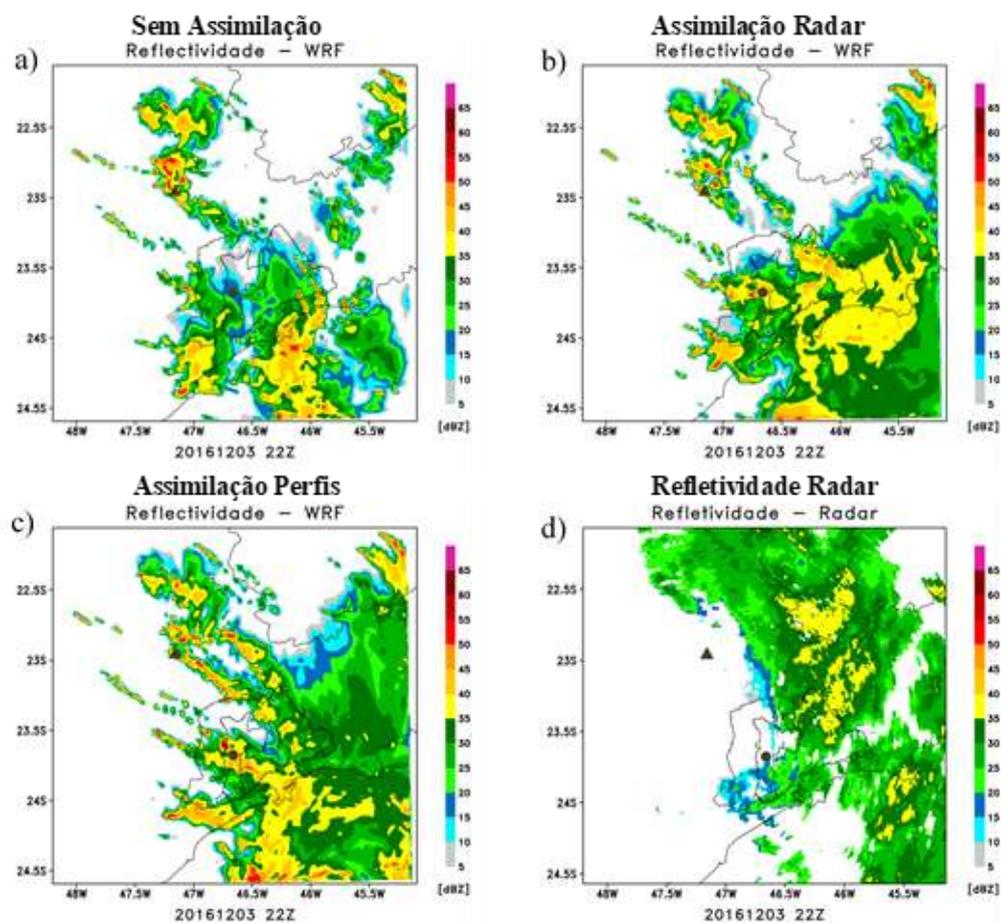


Apesar de um comportamento geral levemente semelhante entre os campos com AR e AP eles apresentam diferenças que podem ser melhor observadas através da análise dos índices FSS e RMSE sobre a região e avaliar melhor o impacto de cada assimilação na acurácia do modelo. O FSS (Fig. 6.11) avalia o modelo no que diz respeito ao acerto em prever um determinado valor limite de refletividade sobre área, ou seja, ele não avalia o valor propriamente dito. Para complementar o FSS, com uma análise mais quantitativa, o RMSE (Fig 6.12) é avaliado conjuntamente, representando o acerto do modelo em relação à magnitude de refletividade, quanto menor o erro quadrático, melhor o resultado. Comparando com a previsão sem assimilação ambos os resultados obtidos com AR e AP tiveram um desempenho melhor para os dois índices. O RMSE referente à AP teve um desempenho pior que o AR no início da previsão e um pouco melhor a partir de 1h e 30min de previsão. O FSS, para os diferentes limiares de refletividade, os resultados com

AP foram inferiores que a com o radar durante o período inicial do modelo, invertendo esse comportamento ao longo das horas seguintes.

Para um limiar convectivo de refletividade (40dBZ) o modelo tem um desempenho menor em relação aos demais limiares tanto para SA, AR e AP, o que é de se esperar, uma vez que precipitações intensas são mais difíceis para o modelo alocar com maior precisão (VENDRASCO,2015). Neste caso, ambas AP e AR tiveram um desempenho muito parecido, com exceção da primeira hora onde AR ainda mantém um resultado relativamente melhor.

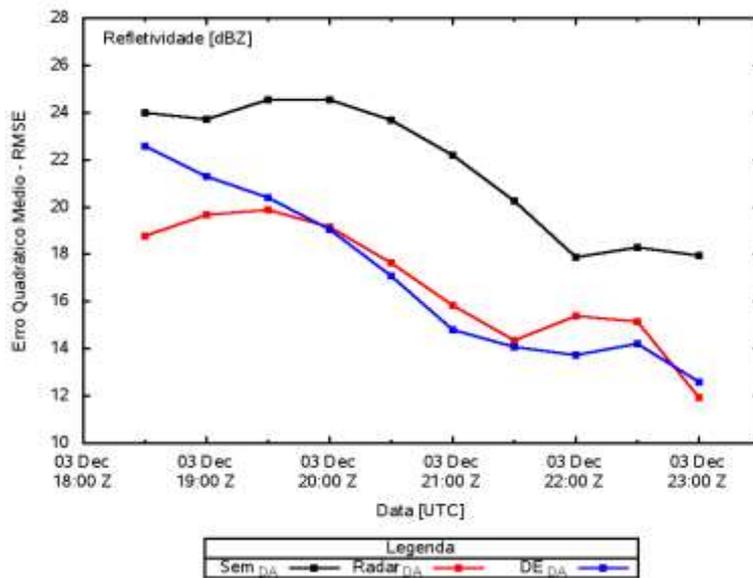
Figura 6.10 - Campos de refletividade às 22 UTC de 03/12/2016 obtidos com WRF a) sem assimilação, b) com assimilação dos dados de radar, c) com assimilação dos perfis convectivos e d) o campo observado pelo radar.



Em uma análise conjunta dos dois índices, FSS e RMSE, a AP não apresentou melhorias ao longo da primeira hora de previsão em relação a AR, mas, de maneira geral, melhorou o posicionamento dos sistemas precipitantes a partir da primeira hora assim como a

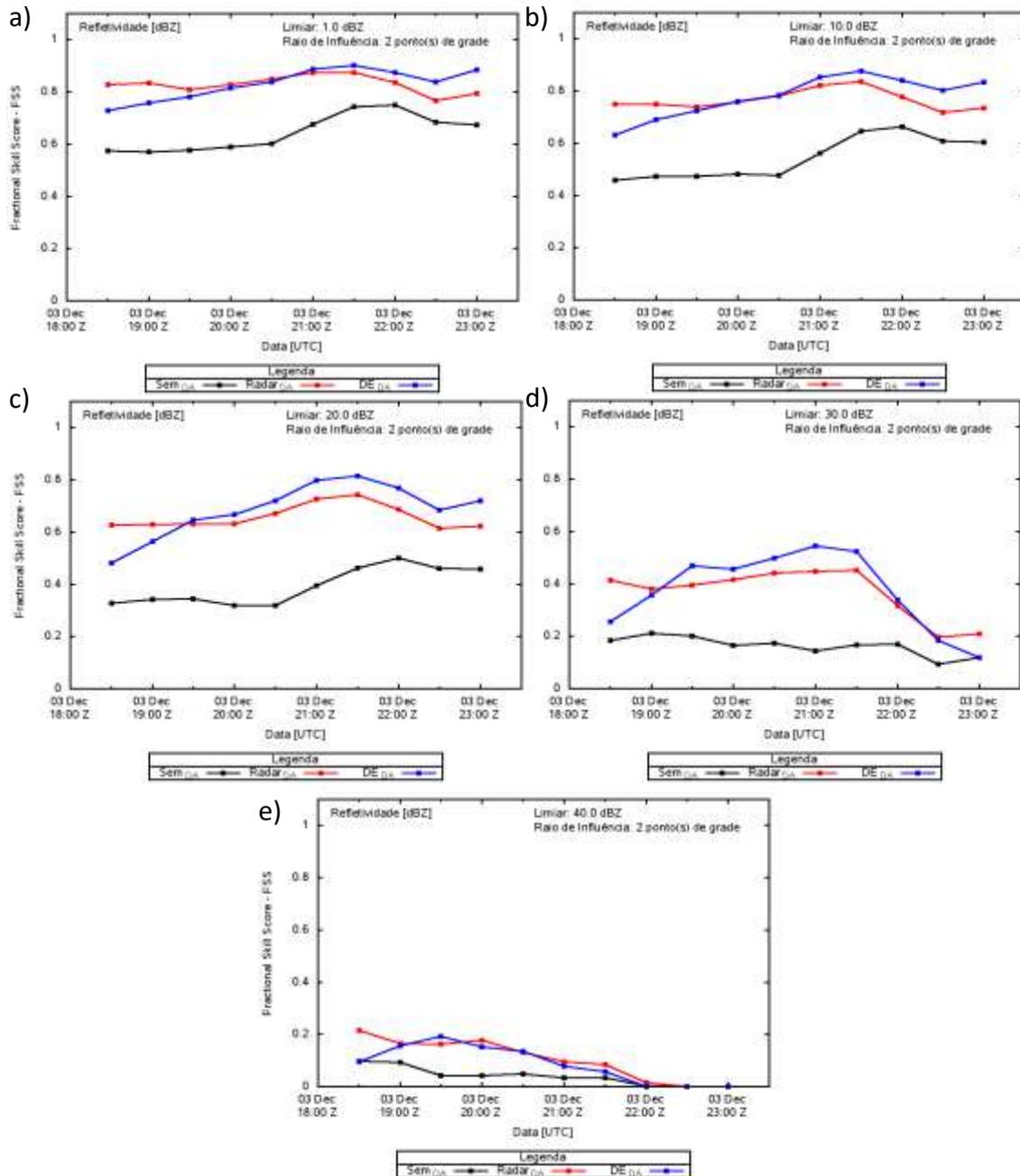
capacidade de prever a intensidade. Uma possível justificativa para a prevalência da AR na primeira hora é a assimilação da velocidade radial do vento feita em AR, e no caso da AP apenas os valores de refletividade dos perfis é considerada. Outra possível razão é o grau de detalhamento fornecido pelo radar em comparação aos perfis, no entanto, esse mesmo fator, que por sua vez corresponde em fornecer a refletividade de maneira mais suave para o modelo, pode acarretar em menos ruído ao longo do tempo. Apesar disso, os resultados obtidos com a assimilação dos perfis médios foram positivos pois, além de, no geral, não se distinguir significativamente do desempenho da AR, a simulação AP superou o desempenho do AR em diversos momentos, especialmente para precipitações um pouco mais intensas (20 e 30 dBZ).

Figura 6.11 - RMSE para os três produtos, sem assimilação (linha preta), com assimilação de radar (linha vermelha) e dos perfis convectivos (linha azul).



Diante da possibilidade de abranger áreas sem cobertura de radar e, observando o desempenho da AP para o teste inicial realizado do caso do dia 03 de dezembro, os resultados encontrados demonstram que talvez seja possível melhorar mais o processo de assimilação desses perfis a fim de otimizar seu desempenho. Diferentes medidas podem ser adotadas para buscar essa melhoria como por exemplo aprimorar o processo de seleção dos pixels e geolocalização dos perfis no modelo.

Figura 6.12 - Curvas de FSS para os três produtos, sem assimilação (linha preta), com assimilação de radar (linha vermelha) e dos perfis convectivos (linha azul), para diferentes limiares mínimos de refletividade a) 1dBZ, b) 10 dBZ, c) 20 dBZ, d) 30 dBZ e e) 40 dBZ.



A alocação do perfil convectivo no ponto central de cada pixel foi adotada como um ponto de partida inicial, entretanto, existem outras possibilidades que podem contribuir para melhorar o desempenho dos perfis no processo de assimilação. O ponto central pode não corresponder à localização do centro convectivo e sua abrangência (a área de cobertura

espacial) pode variar de caso para o caso. O uso das informações fornecidas pelos canais do *Advanced Baseline Imager* (ABI) a bordo do GOES-16 podem contribuir para a definir um local ideal, mas próximo possível do centro convectivo, dentro do pixel GLM para alocar o perfil convectivo de forma mais precisa. Por exemplo, uma análise da temperatura de topo de nuvem nas regiões mais frias ou de combinações de informações, como temperatura e raio efetivo (ROSENFELD et al., 2008).

O uso do ABI também pode trazer melhorias nos resultados da assimilação dos perfis no que diz respeito à classificação convectiva-estratiforme da tempestade dentro dos pixels a fim de selecionar melhor o perfil para o tipo de chuva detectada em cada pixel. Como a variação no perfil stratiforme é pequena em relação às classes, uma possível aplicação dessa classificação pode considerar, por exemplo, um perfil stratiforme padrão a ser assimilado nos pixels classificados como stratiformes e os perfis convectivos assimilados nos pixels classificados convectivos de acordo com sua classe respectiva.

Por fim, a assimilação de um perfil de refletividade, apesar de um bom indicador, não traz uma distribuição muito detalhada da água líquida dentro da nuvem. Estudos como o de Chang et al. (2016) e Li e Mecikalski (2016) demonstraram o impacto positivo na previsão de curto prazo acarretado pelo uso de informações mais específicas sobre a distribuição da água na nuvem entre as diferentes espécies microfísicas. Diante disso, os perfis de classificação de hidrometeoros feitos de acordo com a intensidade das descargas no lugar dos perfis de variáveis, podem ser uma perspectiva futura possível para o processo de assimilação a fim de melhorar a qualidade da previsão de curto prazo.

7. CONCLUSÃO

Esse trabalho teve como objetivo elaborar perfis verticais médios das variáveis polarimétricas de acordo com a densidade de descargas elétricas. Para tal, foram analisados o comportamento médio das variáveis ao redor das descargas ocorridas em regiões classificadas como convectivas. A variação dos perfis médios de acordo com a classe permitiu observar o impacto da densidade de raios sobre as características microfísicas dos sistemas. Os sistemas convectivos com maior atividade elétricas estão associados à movimentos ascensionais intensos dentro das nuvens. A presença desse *updraft* mais intensos pode ser observada em determinadas assinaturas polarimétricas que indicam, por exemplo, a presença de gotas super-resfriadas e *graupel* em uma camada que aumenta com a maior ocorrência de descargas elétricas e gelo no topo da nuvem. De uma maneira sutil, os perfis também demonstram assinaturas nas classes maiores que podem ser atribuídas ao alinhamento vertical da partícula de gelo devido à intensidade do campo elétrico.

As classificações utilizadas para identificar os tipos de nuvens com dados do radar forneceram informações distintas sobre as descargas em regiões convectivas e estratiformes. Foi possível, não apenas comparar a diferença entre os perfis convectivo e estratiforme, como também analisar a relevância de se obter o perfil médio mais representativo possível dos sistemas convectivos. As diferenças mais significativas entre os perfis convectivos e estratiformes se encontram nas camadas mais baixas da nuvem, para todas as variáveis. Em relação à variação da classe, analisar os perfis estratiformes não é simples, uma vez que as descargas nessa região são bem menos frequentes e ocorrem de forma bem distinta da região convectiva. Diante da complexidade em associar um perfil microfísico em função da ocorrência de descargas na região estratiforme utilizou-se somente os perfis convectivos.

Os perfis convectivos médios das variáveis polarimétricas obtidos para as diferentes classes de densidades de raios possuem características distintas entre si, que são atribuídas às diferentes características dos sistemas nos quais as descargas ocorrem, tais como intensidade do movimento de ascensão dentro da nuvem e a intensidade do campo elétrico. As diferenças mais significativas entre os perfis estão principalmente entre a camada de derretimento e à superfície, o que é de se esperar, uma vez que é nessa região

que se encontram, por exemplo, hidrometeoros em diferentes fases, partículas de gelo em derretimento e gota grandes e oblatas. Diferentes *updrafts* contribuem para diferentes configurações desses hidrometeoros. Nas camadas mais altas, apesar de um pouco mais sutil, a variação das classes também pode ser notada, como por exemplo através do no aumento do valor médio de refletividade com a classe, indicando a presença de uma maior concentração de partículas de gelo em altitude proporcionada por movimento convectivo mais intenso. Essas variações em relação a intensidade da atividade elétrica é o principal fator que permite a utilização desses perfis como possíveis representativos de diferentes sistemas convectivos de acordo com sua densidade de raios.

Apesar da correlação entre as variáveis do radar e a distribuição dos variados tipos de partículas dentro da nuvem, os algoritmos de classificação de hidrometeoros fornecem, de maneira diferente, informações mais detalhadas. Através de uma distribuição percentual dos hidrometeoros de acordo com a classe, foi possível notar que um maior percentual dos cristais de gelo e *graupel* se encontram em camadas mais altas em sistemas associados classes de raios maiores. Além disso, a distância entre a região de maior concentração dessas duas partículas também é significativamente maior em sistemas mais intensos, o que é coerente com a presença de um campo elétrico mais forte e a ocorrência de um maior número de raios. Em relação à classificação obtida com os perfis médios, apesar de coerente com o que se espera observar dentro dos sistemas, a distribuição dos hidrometeoros não pôde ser tão detalhada exatamente pelo uso do valor médio, que acaba por mascarar as assinaturas de partículas menores. A classificação fornece resultados através de processos não lineares que demandam um maior número de informações para a identificação individual dos diferentes tipos de partículas.

De maneira geral, o trabalho demonstrou a viabilidade do uso dos perfis convectivos médios das variáveis polarimétricas no processo de assimilação de dados. A previsão obtida pelo o modelo com assimilação dos perfis apresentou um resultado melhor que sem assimilação, o que é de se esperar uma vez que está sendo indicado para o modelo a ocorrência de convecção. A principal comparação, no entanto, é em relação aos resultados obtidos assimilando os dados de refletividade e vento radial do radar. Os perfis derivados do GLM tiveram resultados melhores que à assimilação com o radar majoritariamente a partir da primeira hora de previsão. Seu desempenho positivo, em relação à assimilação

com radar, foi mais evidente na alocação de sistemas precipitantes um pouco mais intensos.

Diante do ganho dos dados do GLM em relação às limitações espaciais do emprego do radar, o aprimoramento do desenvolvimento desta técnica e a otimizar do uso no processo de assimilação pode vir a trazer ganhos para a previsão de curto tempo.

Uma das formas de melhorar a qualidade e representatividade dos perfis convectivos é incluindo um maior número de casos de tempestades para a elaboração do perfil médio. Como as informações das variáveis são relativas ao local onde a tempestade está ocorrendo, a elaboração do perfil pode ser influenciada pela localização dos pixels ao redor do radar, aqueles mais pertos fornecem informações mais detalhadas que outros distantes. Os perfis das classes maiores são os mais afetados por isso uma vez que a maioria dos raios utilizados em sua elaboração estão contidos em poucos pixels, ou seja, não são tão bem distribuídos pela área como os de classe menores. Incluir um conjunto de dados mais amplo pode agregar uma maior representatividade dos sistemas convectivos aos perfis.

No que diz respeito à assimilação, o processo precisa ser melhor estudado e avaliado a fim de buscar mecanismos de otimizar o uso dos perfis convectivos. Como sugestão inicial pode-se citar a melhor alocação dos perfis dentro dos pixels, de forma a se aproximarem o máximo possível do local onde se encontra o centro convectivo. Além disso, também é válido destacar o estudo da viabilidade de se assimilar os perfis de classificação dos hidrometeoros, uma vez que esses fornecem informações muito mais detalhadas sobre a distribuição da água dentro da nuvem.

De maneira geral, os perfis convectivos obtidos nesse trabalho conseguiram representar a variação entre os sistemas sujeitos à diferentes densidades de descargas elétricas. As classes de descargas utilizadas para a elaboração dos perfis, assim como os próprios perfis podem ser alterados e testados para atender as necessidades de diferentes regiões. No entanto, apesar de haver a necessidade de aperfeiçoar e validar o uso desses perfis, os resultados iniciais obtidos no trabalho abrem possibilidades de desenvolver um conjunto de informações que pode trazer melhorias na qualidade da previsão imediata para uma vasta área de abrangência.

7.1 Perspectivas Futuras

Os perfis convectivos obtidos nesse trabalho podem ser aprimorados assim como seus possíveis usos podem e devem ser melhor estudados. A seguir estão algumas sugestões de trabalho futuros como continuidade e melhoramento desse estudo:

- Ampliar o conjunto de dados de tempestades para um maior intervalo de tempo, buscando tornar o perfil o mais representativo possível. Além disso, seria interessante avaliar o perfil médio para as diferentes estações, secas e chuvas sobre a região;
- Aplicar o algoritmo de elaboração dos perfis para regiões do país com climas distintos e observar a quão significativa é a variação entre eles;
- Analisar melhor e para um maior número de casos a distribuição vertical dos hidrometeoros de acordo com as diferentes classes de tal forma a buscar assinaturas e um comportamento médio das partículas em relação a densidade de descarga elétrica;
- Para verificar melhor o uso dos perfis no processo de assimilação de dados algumas sugestões iniciais são feitas como por exemplo, utilizar as informações do ABI tanto para buscar o local mais adequado no pixel para a alocação do perfil quanto para realizar a classificação convectiva-estratiforme do pixel e melhorar a escolha do perfil a ser assimilado em cada pixel. Além disso, testes de sensibilidade com outros intervalos de classes de densidades podem ser feitos buscando aquele que mais contribua com a melhor representação dos sistemas convectivos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBRECHT, R. I. **Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica: processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades**. 2008. 225p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
- BAUER, P.; THORPE, A.; BRUNET, G. The quiet revolution of numerical weather prediction. **Nature**, v. 525, n. 7567, p. 47–55, 2015.
- BESIC N.; GRAZIOLI J.; GABELLA, M.; GERMANN, U.; Berne A. Hydrometeor classification through statistical clustering of polarimetric radar measurements: a semi-supervised approach. **Atmospheric Measurement Techniques** v. 9, n. 9, 2016.
- BOUDEVILLAIN, B.; ANDRIEU, H. Assessment of vertically integrated liquid (VIL) water content radar measurement. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.20, n. 6, p.807-819, 2003.
- CAREY, L. D.; MURPHY, M. J.; MCCORMICK, T. L.; DEMETRIADES, N. W. Lightning location relative to storm structure in a leading-line, trailing-stratiform mesoscale convective system. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.110, 2005.
- CHANDRASEKAR, V.; KERÄNEN, R.; LIM, S.; MOISSEEV, D. Recent advances in classification of observations from dual polarization weather radars. **Atmospheric Research**, v. 119, p. 97–111, 2013.
- CHANG, S. F.; LIOU, Y. C.; SUN, J.; TAI, S. L. The implementation of the ice-phase microphysical process into a four-dimensional Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS) and its impact on parameter retrieval and quantitative precipitation nowcasting. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, p. 1015–1038, 2016.
- DARDEN, C. B.; NADLER, D. J.; CARCIONE, B. C.; BLAKESLEE, R. J.; STANO, G. T.; BUECHLER, D. E. Utilizing total lightning information to diagnose convective trends. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 2, p. 167–175, 2010.
- DOLAN, B.; RUTLEDGE, S. A. A theory-based hydrometeor identification algorithm for X-band polarimetric radars. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n10, p.2071-2088, 2009.
- DOLAN, B.; RUTLEDGE, S. A.; LIM, S.; CHANDRASEKAR, V.; THURAI, M. A robust C-band hydrometeor identification algorithm and application to a long-term polarimetric radar dataset. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.52, n.9, p.2162-2186, 2013.
- ELSTER, J.; GEITEL, H. Zur Influenztheorie de Niederschlagslektrizitat. **Physica Z**, v.14, p.1287-1292, 1913.

FIERRO, A. O.; GAO, J.; ZIEGLER, C. L.; MANSELL, E. R.; MACGORMAN, D. R.; DEMBEK, S. R. Evaluation of a cloud-scale lightning data assimilation technique and a 3DVAR method for the analysis and short-term forecast of the 29 June 2012 Derecho event. **Monthly Weather Review**, v. 142, n.1, p.183-202, 2014.

GOODMAN, S.J.; BUECHLER, D.E.; WRIGHT, P.D.; RUST, W.D. Lightning and precipitation history of a microburst-producing storm. **Geophysical Research Letters**, v.15, n. 11, p.1185-1188, 1988.

GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; WRIGHT, P. D.; RUST, W. D.; NIELSEN, K. E. **Polarization radar and electrical observations of microburst producing storms during cohMex**. 1989. Disponível em: <https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=19900041546>.

GOODMAN, S. J.; MACH, D.; KOSHAK, W.; BLAKESLEE, R. **GLM lightning cluster-filter algorithm**. Silver Springer: NOAA, 2010. (Algorithm Theoretical Basis Document, 3).

GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R. J.; KOSHAK, W. J.; MACH, D.; BAILEY, J.; BUECHLER, D.; CAREY, L.; SCHULTZ, C.; BATEMAN, M.; MCCAUL, E. The goes-r geostationary lightning mapper (GLM). **Atmospheric Research**, v. 125, p. 34–49, 2013.

GRAZIOLI, J.; TUIA, D.; BERNE, A. Hydrometeor classification from polarimetric radar measurements: a clustering approach. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 8, n. 1, p. 149–170, 2015.

HODAPP, C.L.; CAREY, L.D.; ORVILLE, R.E. Evolution of radar reflectivity and total lightning characteristics of the 21 April 2006 mesoscale convective system over Texas. **Atmospheric Research**, n. 89, p. 113–137, 2008.

HU, M.; XUE, M.; GAO, J.; BREWSTER, K. 3DVAR and cloud analysis with WSR-88D level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part II: impact of radial velocity analysis via 3DVAR. **Monthly Weather Review**, v. 134, n.2, p. 699-721, 2006.

KREHBIEL, P. R.; BROOK, M.; LHERMITTE, R. L.; LENNON, C. L. Lightning charge structure in thunderstorms. In: RUHNKE, L. H.; LATHAM, J. (Eds.). **Proceedings in atmospheric electricity**. Hampton: Deepak, 1983. p.408-411.

KUETTNER, J. P.; LEVIN, Z.; SARTOR, J. D. Thunderstorm electrification-inductive or non-inductive. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2470-2484, 1981.

KUMJIAN, M. R.; KHAIN, A.; BENMOSHE, N.; ILOTOVIZ, E.; RYZHKOV, A.; PHILLIPS, V. The anatomy and physics of ZDR 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.
- LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Origins of positive cloud-to-ground lightning flashes in the stratiform region of a mesoscale convective system. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 10, 2004.
- LI, X.; J. MECIKALSKI. Assimilation of the dual- polarization Doppler radar data for a convective storm with a warm-rain radar forward operator. **Journal Geophysical Research**, v. 115, n.D16, 2010.
- LI, X.; MECIKALSKI, J. R.; POSSELT, D. An ice-phase microphysics forward model and preliminary results of polarimetric radar data assimilation. **Monthly Weather Review**, v. 2016, 2016.
- LIU, D.; QIE, X.; PAN, L.; PENG, L. Some characteristics of lightning activity and radiation source distribution in a squall line over north China. **Atmospheric Research**, v. 132, p.423-433, 2013.
- LUND, N. R.; MACGORMAN, D. R.; SCHUUR, T. R.; 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, p.4151-4170, 2009.
- MACHADO, L.; DIAS, M. S.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.; PETERSEN, W.; ADAMS, D.; BALDINI, L.; ANGELIS, C.; SAPUCCI, L.; SALIO, P.; BARBOSA, H.; LANDULFO, E.; SOUZA, R.; BLAKESLEE, R.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W.; TOKAY, A. The Chuva project: how does convection vary across Brazil. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014.
- MACHADO, L.A.T. **Projeto temático:** previsão imediata de tempestades intensas e entendimento dos processos físicos no interior das nuvens o SOS- CHUVA (Sistema de Observação e Previsão de Tempo Severo). 2015. Disponível em: <http://chuvaproject.cptec.inpe.br/soschuva/pdf/projeto-soschuva.pdf>. Acesso em: 9 maio 2018.
- MANSELL, C. E. R.; ZIEGLER L.; MACGORMAN, D.R. A lightning data assimilation technique for mesoscale forecast models. **Monthly Weather Review**, v.135, n. 5, p. 1732-1748, 2007.
- MASON, J. The generation of electric charges and fields in thunderstorms. **Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 415, n.1849, p. 303–315, 1988.

- MATTOS, E. **Relações entre assinaturas polarimétricas de radar e atividade elétrica das tempestades**. 2015. 248p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.
- MATTOS, E.; MACHADO, L. Cloud-to-ground lightning and mesoscale convective systems. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 3-4, p. 377–390, 2011
- MATTOS, E.; MACHADO, L.; WILLIAMS, E.; ALBRECHT, R. Polarimetric radar characteristics of storms with and without lightning activity. **Journal of Geographic Research: Atmospheres**, v. 121, p. 14,201–14,218, 2016.
- MATTOS, E. V.; MACHADO, L.; WILLIAMS, E. R.; GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J. Electrification life cycle of incipient thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.122, n.8, p.4670-4697, 2017.
- MECIKALSKI, J.; LI, X.; CAREY, L.; MCCAUL, E. W.; COLEMAN, T. Regional comparison of goes cloud–top properties and radar characteristics in advance of first–flash lightning initiation. **Monthly Weather Review**, v. 141, p. 55–74, 2013.
- MENDEL, J. Fuzzy logic systems for engineering: a tutorial. **Proceedings of the IEEE**, v.83, n. 3, p. 345–377, 1995.
- MICHALAKES, J.; DUDHIA, J.; GILL, D.; HENDERSON, T.; KLEMP, J.; SKAMAROCK, W.; WANG, W. The weather research and forecast model: software architecture and performance. In: WORKSHOP ON THE USE OF HIGH PERFORMANCE COMPUTING IN METEOROLOGY, 11., 2004, Reading, UK. **Proceedings...** Reading: ECMWF, 2004. p. 29.
- NACCARATO, K. P.; PINTO, O.; SLOOP, C. D.; HECKMAN, S.; LIU, C. Evaluation of BrasilDAT relative detection efficiency based on LIS observations and a numeric model. In: INTERNATIONAL CONFERENCE LIGHTNING PROTECTION (ICLP), 2014, Shanghai, China. **Proceedings... IEEE**, 2014. p. 1814-1819. doi: 10.1109/ICLP.2014.6973423.
- PAPADOPOULOS, A.; CHRONIS, T. G.; ANAGNOSTOU, E. N. Improving convective precipitation forecasting through assimilation of regional lightning measurements in a mesoscale model. **Monthly Weather Review**, v. 133, p.1961-1977, 2005.
- QIE, X.; ZHU, R.; YUAN, T.; WU, X.; Li, W.; LIU, D. Application of total-lightning data assimilation in a mesoscale convective system based on the WRF model. **Atmospheric Research**, v. 145, p.255-266.
- REYNOLDS, S.; BROOK, M. Correlation of the initial electric field and the radar echo in thunderstorms. **Journal of Meteorology**, v. 13, n. 4, p. 376–380, 1956, 2014.

- REYNOLDS, S.; BROOK, M.; GOURLEY, M. F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Meteorology**, v. 14, n. 5, p. 426–436, 1957.
- RIBAUD, J.-F.; BOUSQUET, O.; COQUILLAT, S.; AL-SAKKA, H.; LAMBERT, D.; DUCROCQ, V.; FONTAINE, E. Evaluation and application of hydrometeor classification algorithm outputs inferred from multi-frequency dual-polarimetric radar observations collected during hymex. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.142, n.S.1, p.95-107, 2015.
- RIBAUD, J. F.; BOUSQUET, O.; COQUILLAT, S. Relationships between total lightning activity, microphysics and kinematics during the 24 September 2012 HyMeX bow-echo system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 142, p. 298-309, 2016.
- ROBERTS, N.; LEAN, H. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 78–97, 2008
- ROSENFELD, D.; WOODLEY, W.L.; LERNER, A.; KELMAN, G.; LINDSEY, D.T. Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.113, n.D4, 2008.
- SABA, M. M. F.; SCHULZ, W.; WARNER, T. A.; CAMPOS, L. Z. S.; SCHUMANN, C.; KRIDER, E. P.; CUMMINS, K. L.; ORVILLE R. E. High-speed video observations of positive lightning flashes to ground. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n.D24, 2010.
- SAUNDERS, C. P. R.; KEITH, W. D.; MITZEKA, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research**, v.96, p.11,007-11011,1991.
- SCHULTZ, C. J.; PETERSEN, W. A.; CAREY, L. D. Lightning and severe weather: a comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 5, p. 744–755, 2011.
- SCHUUR, T. J.; RUTLEDGE, S.A. Electrification of stratiform regions in mesoscale convective systems. Part I: an observational comparison of symmetric and asymmetric MCSs. **Journal of the Atmospheric Sciences**, n. 13, p. 1961-1982, 2000.
- SELIGA, T. A.; BRINGI, V. N. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. **Journal of Applied Meteorology**, n. 1, p. 69-76, 1976.
- SMULL, B. F.; HOUZE, R.A. A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observations. **Monthly Weather Review**, n. 1, p. 117-133, 1985.

SNYDER, J. C.; RYZHKOV, A. V.; KUMJIAN, M. R.; KHAIN, A. P.; PICCA, J. A. Z_{dr} column detection algorithm to examine convective storm updrafts. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 6, p. 1819–1844, 2015.

STEINER, M.; HOUZE JUNIOR, R. A.; YUTER, S. E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 9, p. 1978-2007, 1995.

STOLZENBURG, M.; DAVID, W. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 2. isolated storms. **Journal of Geophysical Research**, v.103, p. 14079-14096, 1998.

STULL, R. **Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science**. Canada: University of British Columbia, 2016. Disponível em: https://www.eoas.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/.

SUN, J. Convective-scale assimilation of radar data: progress and challenges. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 131, p. 3439-63, 2005.

SUN, J.; XUE, M.; WILSON, J.W.; ZAWADZKI, I.; BALLARD, S.P.; ONVLEE-HOOIMEYER, J.; JOE, P.; BARKER, D.M.; Li, P.W.; GOLDING, B.; XU, M. Use of NWP for nowcasting convective precipitation: Recent progress and challenges. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. 95, n. 3, p.409-426, 2014.

TAKAHASHI, T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.35, p.1536-1548, 1978.

VENDRASCO, E. P. **The impact of radar data assimilation in the shortrange forecast**. 2015. 208 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2015. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3JDJQU2>. Acesso em: 9 maio 2018.

VENTURA, J.; FIGUERAS 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.

VIVEKANANDAN, J.; ZRNIC, D.S.; ELLIS, S.M.; OYE, R.; RYZHKOV, A.V.; STRAKA, J. Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.80, n. 3, p.381-8, 1999.

WANG, F.; ZHANG, Y.; LIU, H.; YAO, W.; MENG, Q. Characteristics of cloud-to-ground lightning strikes in the stratiform regions of mesoscale convective systems. **Atmospheric Research**, v. 178, p.207-216, 2016.

WILLIAMS, E. R. The electrification of severe storms. In: DOSWELL, C. A. (Ed.).
Severe convective storms. Berlin: Springer, 2001. p.527-561.