

## sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/06.03.14.50-TDI

# RELAÇÕES ENTRE ASSINATURAS POLARIMÉTRICAS DE RADAR E ATIVIDADE ELÉTRICA DAS TEMPESTADES

Enrique Vieira Mattos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 10 de abril de 2015.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JK5HDP>

> INPE São José dos Campos 2015

# **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE Gabinete do Diretor (GB) Serviço de Informação e Documentação (SID) Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970 São José dos Campos - SP - Brasil Tel.:(012) 3208-6923/6921 Fax: (012) 3208-6919 E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

# Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

# BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT) Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

# **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID) EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



## sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/06.03.14.50-TDI

# RELAÇÕES ENTRE ASSINATURAS POLARIMÉTRICAS DE RADAR E ATIVIDADE ELÉTRICA DAS TEMPESTADES

Enrique Vieira Mattos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 10 de abril de 2015.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JK5HDP>

> INPE São José dos Campos 2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Mattos, Enrique Vieira.

M436r Relações entre assinaturas polarimétricas de radar e atividade elétrica das tempestades / Enrique Vieira Mattos. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxx + 216 p.; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/06.03.14.50-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015. Orientador : Dr. Luiz Augusto Toledo Machado.

Relâmpagos. 2. Lightning Mapper Array. 3. Radar.
 Assinatura polarimétrica. 5. Tempestades compactas. I.Título.

CDU 551.508.85:551.515



Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

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

Meteorologia

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho

Cachoeira Paulista - SP Presidente / INPE /

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado

91

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Antonio Carlos Varela Saraiva

Intoma (Usorona

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Sade A William

Convidado(a) / MIT/ EUA / Massachusetts - EUA

Earle Williams Dr.

**Rachel Ifanger Albrecht** Dra.

Kachel Janger albrecht Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(;) unanimidade

Título: "Relações entre Assinaturas Polarimétricas de Radar e Atividade Elétrica das Tempestades."

Aluno (a): Enrique Vieira Mattos

"Há um tempo em que é preciso abandonar as roupas usadas, que já tem a forma do nosso corpo, e esquecer os nossos caminhos, que nos levam sempre aos mesmos lugares. É o tempo da travessia: e, se não ousarmos fazê-la, teremos ficado, para sempre, à margem de nós mesmos." Fernando Pessoa

A Meus Pais: OSCAR DA SILVA MATTOS e LUCÍLIA VIEIRA A Minha Irmã: LETICIA VIEIRA MATTOS

#### AGRADECIMENTOS

Ao grandioso mestre DEUS, pelos ombros fortes que tem me dado durante toda a minha vida para superar as dificuldades encontradas no caminho, pela garra, saúde e disciplina para realizar este trabalho. A tua honra e glória SENHOR dedico todas as minhas vitórias pessoais e profissionais.

A meus pais Oscar da Silva Mattos e Lucília Vieira pela dedicação incondicional dada durante toda a minha vida e pelos ensinamentos de honestidade e amor a mim ensinados.

A minha querida irmã Leticia Vieira Mattos pela grande amizade e companheirismo nutrida ao longo desses anos.

Ao meu orientador Dr. Luiz Augusto Toledo Machado pela oportunidade de trabalhar juntos por muitos anos, e pelo aprendizado e apoio na realização deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, processo número 142630/2011-0), à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP, processo número 2011/18217-0) pelo fornecimento das bolsas de estudo.

À FAPESP pelo fornecimento da Bolsa de Estágio de Pesquisa no Exterior (BEPE) processo número 2013/04292-6 para realização do estágio no *Massachusetts Institute of Technology* (MIT).

Ao Dr. Earle Williams pela oportunidade de realizar pesquisa em conjunto e pela grande experiência e aprendizado adquirido. Ao MIT pela oportunidade e pela estrutura e suporte oferecido para realização da pesquisa durante os 8 meses em Boston.

ix

Ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), à Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) e à Pós-Graduação em Meteorologia do INPE (PGMET) pelo suporte técnico e infraestrutura física cedida para a realização plena deste trabalho. Agradeço também pela valiosa amizade dos colegas adquirida ao longo desses anos.

Ao projeto CHUVA financiado pela FAPESP processo número 2009/15235-8 pelo fornecimento e processamento dos dados da pesquisa. Em especial ao colega Thiago Biscaro do INPE pelo processamento dos dados do radar. Especial agradecimento a Jeff Bailey, Richard Blakeslee e Steve Goodman da NOAA e aos colegas Rachel Albrecht e Carlos Morales da USP pelo suporte e discussão sobre a rede SPLMA.

Ao Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE pelo fornecimento dos dados da BrasilDAT. Agradecimento também a Stan Heckman pelas discussões sobre o processamento dos dados de relâmpagos.

Aos colegas da turma do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE pelas experiências vivenciadas, pelo conhecimento trocado e pelas valiosas amizades construídas ao longo destes anos de doutorado.

#### RESUMO

O objetivo principal desta pesquisa foi o de avaliar a relação entre as assinaturas polarimétricas das tempestades e a produção de relâmpagos. Para tanto, a pesquisa foi dividida em duas etapas principais. Na primeira etapa foi avaliado como as assinaturas polarimétricas em diferentes camadas das tempestades (fase quente, mista e fria) variam em função da frequência de relâmpagos. Para isto, foram utilizados dados volumétricos do radar polarimétrico banda X e as fontes emitidas pelos relâmpagos em Very Higher Frequency (VHF) durante a campanha CHUVA-Vale. De maneira inédita, foi criada uma base de dados extensa com aproximadamente nove milhões de perfis verticais das variáveis: refletividade horizontal (Zh), refletividade diferencial (Z<sub>dr</sub>), fase diferencial específica (K<sub>dp</sub>) e o coeficiente de correlação (p<sub>hv</sub>), que foram combinadas em sinergia com as fontes de VHF em três dimensões. A camada de fase quente foi a que apresentou maior sensibilidade à mudança na frequência de relâmpagos. Valores positivos altos de Z<sub>dr</sub> (+4 dB) e K<sub>dp</sub> (+5 ° km<sup>-1</sup>) e de Z<sub>h</sub> (40 dBZ) foram predominantes para as tempestades mais intensas e indicaram um processo de formação de gotas de chuva grandes e oblatas eficiente. Em contrapartida, as camadas de fase mista e fria apresentaram uma sensibilidade menor em relação à frequência de relâmpagos. Para a primeira camada  $Z_h$  e  $K_{dp}$  apresentaram as maiores variabilidades, possuindo valores de até 45 dBZ e +1 ° km<sup>-1</sup>, respectivamente, para as tempestades mais intensas. Estes resultados foram interpretados como uma forte intrusão de água líquida super-resfriada e a existência de graupel nesta camada. No entanto, a assinatura mais marcante foi um  $K_{dp}$  (- 0,5 ° km<sup>-1</sup>) negativo na camada de fase fria apenas para as tempestades mais intensas. Esta assinatura indicou a existência de alta concentração de partículas de gelo alinhadas verticalmente por um campo elétrico forte e evidenciando-se como um importante parâmetro para previsão de relâmpagos. Estes importantes resultados abriram perspectivas para a realização da segunda etapa do trabalho. Na segunda etapa foram avaliadas as características microfísicas e elétricas antes do primeiro relâmpago em 53 tempestades compactas (< 20 km). Esta etapa foi realizada em três partes e foram utilizados dados volumétricos de radar, relâmpagos nuvem-solo (NS) e intra-nuvem (IN) e fontes de VHF. Na primeira parte desta etapa foi observado que o primeiro relâmpago NS das tempestades em sua maioria (90 % das tempestades) apresenta uma multiplicidade baixa e com predominância de polaridade negativa. Nos resultados da segunda parte observou-se uma marcante diminuição do Z<sub>dr</sub> antes da ocorrência do primeiro relâmpago NS, o que foi interpretado como assinaturas de graupel na camada de fase mista e partículas de gelo alinhadas verticalmente na camada de fase fria. Por fim, observou-se uma típica estrutura tripolar para as tempestades com um centro de cargas positiva positivo inferido em 6 km e outro em 11-12 km. A principal região de formação desses relâmpagos IN e NS foram em torno de 7 km (-17 °C). Além disso, esta região foi caracterizada por uma alta refletividade (~ 50 dBZ) e Z<sub>dr</sub> positivo (~ +3 dB). Assim, o conhecimento adquirido neste trabalho apresenta uma contribuição científica inédita para a previsão de relâmpagos e de tempo severo.

# RELATIONSHIP BETWEEN POLARIMETRIC RADAR SIGNATURES AND LIGHTNING

#### ABSTRACT

The main objective of this research was to analyze the relationship between polarimetric signatures from thunderstorms and lightning. The work was divided into two parts. In the first part we evaluated how the polarimetric signatures for the different regions of the thunderstorms changes as a function of lightning frequency. Data from X-band radar and sources emitted by lightning in Very Higher Frequency (VHF) were used during the CHUVA-Vale campaign. A merged dataset between radar information and lightning was created and nine million of the vertical profiles were analyzed. The following variables were used: horizontal reflectivity (Z<sub>h</sub>), differential reflectivity (Z<sub>dr</sub>), specific differential phase  $(K_{dp})$  and correlation coefficient  $(\rho_{hv})$ . The warm phase region presented the greater variability as a function of the lightning frequency. This region was characterized with an enhanced positive  $Z_{dr}$  (+4 dB) and  $K_{dp}$  (+5 ° km<sup>-1</sup>), related for higher Z<sub>h</sub> (40 dBZ) for the strongest thunderstorms. These results indicated the formation of flattened large raindrops for the thunderstorms with the highest lightning frequency. In contrast, the mixed and cold phase region showed lower variability as a function of the lightning frequency. For the mixed phase region Z<sub>h</sub> and K<sub>dp</sub> showed the greater variability with values up to 45 dBZ and +1 ° km<sup>-</sup> , respectively for the strongest thunderstorms. These signatures suggested the existence of supercooled rain drops and graupel in this region. However, the remarkable signatures was the enhanced negative  $K_{dp}$  (- 0.5 ° km<sup>-1</sup>) in the cold phase region in higher electrification situations. It was suggested higher concentration of ice particles aligned vertically by strong electric field and suggested this signature as an important parameter for the lightning nowcasting. These previous results showed a good opportunity for the development of the second part of this work. In the second part we evaluated the lightning and microphysics characteristics before of the first lightning in compact/isolated thunderstorms. A total of 53 thunderstorms were analyzed through Plan Position Indicator (PPI) volumes, intra-cloud (IC) and cloud-toground (CG) flashes and VHF sources. In the first step of this part we found that the majority (90 %) of the first CG flash in incipient thunderstorms showed a remarkable single-stroke behavior and negative polarity. The results of the second step showed a remarkable decreased in  $Z_{dr}$  before the first CG flash suggesting signatures from graupel in the mixed phase region and ice particles aligned vertically by strong electric field in the cold phase region. A thunderstorm that occurred close to LMA center was selected to evaluate the electrical structure. A tripolar structure was observed with positives centers close to 6 km and 11-12 km. These flashes initiated close to 7 km (-17 °C) on the top of column with higher reflectivity (~ 50 dBZ) and positive  $Z_{dr}$  (~ +3 dB). This work provides an important knowledge to the contribution for the lightning nowcasting.

#### LISTA DE FIGURAS

Figura 3. 1 - Região da campanha CHUVA-Vale destacando a localização do radar (triângulo na cor cinza), sensores da SPLMA (círculos na cor vermelha) e

Figura 3. 7 - Imagem do PPI em 7,8° de elevação para as tempestades que ocorreram em 17 de janeiro de 2012 às 15:54 UTC para (a) refletividade horizontal  $Z_h$  (dBZ), (b) refletividade diferencial  $Z_{dr}$  (dB), (c) fase diferencial específica  $K_{dp}$  (° km<sup>-1</sup>) e (d) coeficiente de correlação  $\rho_{hv}$ . A distribuição das fontes é mostrada na subfigura (e) como pontos na cor roxa e as tempestades são representadas pelo contorno na cor cinza. Estas fontes representam todas aquelas ocorridas dentro do intervalo de escaneamento do radar, não

Figura 4. 1 - Distribuição espacial durante o período de estudo (Novembro/2011 à Dezembro/2012) em (800 X 800 m<sup>2</sup> X 5 meses)<sup>-1</sup>: (a) do CAPPI de precipitação em 2 km de altura proveniente do radar banda X, e das (b) fontes de VHF da SPLMA, (c) descargas de retorno IN, (d) descargas de retorno NS negativa, (e) descargas de retorno NS positiva e (f) pico de corrente (em kA) das descargas de retorno NS negativas fornecidas pela rede BrasilDAT....... 47

Figura 4. 6 - Distribuição espacial mensal das descargas de retorno NS negativas (#NS X (800 X 800 m<sup>2</sup> X mês)<sup>-1</sup>) proveniente da rede BrasilDAT para os meses de (a) novembro, (b) dezembro, (c) janeiro, (d) fevereiro e (e) março.

Figura 4. 7 - Distribuição espacial mensal das descargas de retorno NS positivas (#NS X (800 X 800 m<sup>2</sup> X mês)<sup>-1</sup>) proveniente da rede BrasilDAT para os meses de (a) novembro, (b) dezembro, (c) janeiro, (d) fevereiro e (e) março.

Figura 4. 10 - Similar a Figura 4.9, porém para  $Z_{dr}$  (dB). O intervalo de classe utilizado foi de 0,15 dB. A linha vertical na cor cinza indica o valor de 0 dB. ... 63

Figura 4. 18 - Similar a Figura 4.16, porém para a camada de fase fria. ....... 83

Figura 4. 24 - (a) Distribuição de frequência relativa (%) do pico de corrente (kA) para os relâmpagos NS da BrasilDAT e (b) comparação do pico de corrente (kA) de 25 relâmpagos detectados pela BrasilDAT (linha na cor preta)

Figura 4. 26 - Relação de dispersão entre  $Z_h$  (dBZ) e  $Z_{dr}$  (dB) (painéis à esquerda) e entre  $Z_h$  (dBZ) e  $K_{dp}$  (° km<sup>-1</sup>) (painéis à direita) para o (a) tempo 1, b) tempo 2 e o (c) tempo 3 e por camadas das tempestades como definido na Figura 4.25.

Figura 4. 27 - Evolução temporal desde o primeiro eco de radar até a imagem que ocorreu os primeiros relâmpagos NS para a tempestade ocorrida em 10 de novembro de 2011 às 18:48 UTC: (a)  $Z_h$  (dBZ), (b)  $Z_{dr}$  (dB), (c)  $K_{dp}$  (° km<sup>-1</sup>) e (d)  $p_{hv}$ . A linha em cor preta em (a) representa o raio efetivo (km). Em (b) a linha na cor azul representa o mínimo  $Z_{dr}$  no perfil vertical e a linha tracejada na cor preta indica a razão entre as áreas com  $Z_{dr}$  negativo e positivo. As linhas verticais na cor preta e azul indicam relâmpagos IN e NS, respectivamente. Os números indicam a multiplicidade e as setas o momento do primeiro relâmpago IN (cor preta) e NS (cor azul).

Figura 4. 28 - Evolução do *PPI* em -5 °C de Z<sub>h</sub> (dBZ) do primeiro eco de radar até o momento do primeiro relâmpago NS da tempestade ocorrida em 20 de fevereiro de 2012 às 18:00 UTC. Círculos na cor preta representam relâmpagos IN e cruzes na cor azul indicam relâmpagos NS, respectivamente. As fontes de VHF são plotadas como pontos na cor rosa. Símbolos destacados

na cor branca indicam a localização do primeiro relâmpago IN e NS. A linha tracejada na cor preta indica a região que será realizada o corte vertical..... 109

#### LISTA DE TABELAS

## <u>Pág</u>.

Tabela 3. 1 - Valores de correção de Zdr utilizados para cada período dacampanha CHUVA-VAle.27

Tabela 4. 1 - Percentis de 10 % e 90 % da  $Z_h$ ,  $Z_{dr}$ ,  $K_{dp}$  e  $\rho_{hv}$  para as categorias de fontes nomeadas como SVHF e ALTA. Os valores são mostrados para as camadas de fase quente (acima de 0 °C), mista 1 (entre 0 ° e -15 °C), mista 2 (entre -15 ° e -30 °C), fria 1 (entre -30 ° e -45 °C) e fria 2 (entre -45 ° e -65 °C).

# LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

BrasilDAT	-	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
CAPPI	-	Constant Altitude Plan Position Indicator
CFADs		Contoured Frequency by Altitude Diagrams
CHUVA	-	Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A
		Contribution to Cloud Resolving Modeling and to the Global
		Precipitation Measurement
GLM	-	Geostationary Lightning Mapper
GOES	-	Geostationary Operational Environmental Satellite
IN	-	Intra-Nuvem
$K_{dp}$	-	Fase Diferencial Específica
LI	-	Lightning Initiation
LLS		Lightning Location Systems
LMA	-	Lightning Mapping Array
MT3G	-	Meteosat Third Generation
NBF		Nonuniform Beam Filling
NS	-	Nuvem-Solo
PC	-	Pico de Corrente
PPI	-	Plan Position Indicator
RHI	-	Range Height Indicator
SCM	-	Sistema Convectivo de Mesoescala
Univap	-	Universidade do Vale do Paraíba
VHF	-	Very High Frequency
Z <sub>dr</sub>	-	Refletividade Diferencial
Z <sub>h</sub>	-	Refletividade Horizontal
VLF	-	Very Low Frequency
$ ho_{hv}$	-	Coeficiente de Correlação

# LISTA DE SÍMBOLOS

dBZ	-	Decibéis de Z
dB	-	Decibéis
° km⁻¹	-	Graus por quilômetro
kA	-	Quiloampère (10 <sup>3</sup> A)
ms	-	Milissegundo (10 <sup>-3</sup> s)

# SUMÁRIO

|--|

1.1. Situações Problemas e Hipóteses       5         1.2. Objetivos       6         1.3. Organização do Trabalho       7         2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA       9         3 DADOS E METODOLOGIA       23         3.1. Campanha CHUVA-Vale do Paraíba       23         3.2. Dados       25         3.2.1. Radar Polarimétrico Banda X, Pré-Processamento e Limitações       25         3.2.2. Dados de Relâmpagos       30         3.2.2.1. Rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA)       32         3.2.2.2.Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)       33         3.2.2.3.Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT)       34         3.3. Metodologia       34         3.3.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       34         3.3.2.Segunda Etapa: "Assinaturas de Radar Polarimétrico em Função das Categorias de Atividade Elétrica"       35         3.3.3.Terceira Etapa: "Caracterização das Tempestades Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo"       41         4 RESULTADOS       45         4.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       45	<b>1 INTRODUÇÃO</b>
1.2. Objetivos       6         1.3. Organização do Trabalho       7         2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA       9         3 DADOS E METODOLOGIA       23         3.1. Campanha CHUVA-Vale do Paraíba       23         3.2. Dados       25         3.2.1. Radar Polarimétrico Banda X, Pré-Processamento e Limitações       25         3.2.2. Dados de Relâmpagos       30         3.2.2.1. Rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA)       32         3.2.2.2.Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)       33         3.2.2.3.Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT) 34       33         3.3.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       34         3.3.2.Segunda Etapa: "Assinaturas de Radar Polarimétrico em Função das Categorias de Atividade Elétrica"       35         3.3.3.Terceira Etapa: "Caracterização das Tempestades Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo" 41       4         4 RESULTADOS       45         4.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       45	1.1. Situações Problemas e Hipóteses5
1.3. Organização do Trabalho       7         2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA       9         3 DADOS E METODOLOGIA       23         3.1. Campanha CHUVA-Vale do Paraíba       23         3.2. Dados       25         3.2.1. Radar Polarimétrico Banda X, Pré-Processamento e Limitações       25         3.2.2. Dados de Relâmpagos       30         3.2.2.1. Rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA)       32         3.2.2.2. Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)       33         3.2.2.3. Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT)       34         3.3. Metodologia       34         3.3.1. Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       34         3.3.2.Segunda Etapa: "Assinaturas de Radar Polarimétrico em Função das Categorias de Atividade Elétrica"       35         3.3.3. Terceira Etapa: "Caracterízação das Tempestades Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo" 41       4         4 RESULTADOS       45         4.1. Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       45	1.2. Objetivos
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA       9         3 DADOS E METODOLOGIA       23         3.1. Campanha CHUVA-Vale do Paraíba       23         3.2. Dados       25         3.2.1. Radar Polarimétrico Banda X, Pré-Processamento e Limitações       25         3.2.2. Dados de Relâmpagos       30         3.2.2.1. Rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA)       32         3.2.2.1.Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)       33         3.2.2.3.Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT)       34         3.3. Metodologia       34         3.3.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       34         3.3.2.Segunda Etapa: "Assinaturas de Radar Polarimétrico em Função das Categorias de Atividade Elétrica"       35         3.3.3.Terceira Etapa: "Caracterização das Tempestades Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo"       41         4 RESULTADOS       45         4.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       45	1.3. Organização do Trabalho7
3 DADOS E METODOLOGIA       23         3.1. Campanha CHUVA-Vale do Paraíba       23         3.2. Dados       25         3.2. Dados       25         3.2.1. Radar Polarimétrico Banda X, Pré-Processamento e Limitações       25         3.2.2. Dados de Relâmpagos       30         3.2.2.1. Rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA)       32         3.2.2.1.Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)       33         3.2.2.3.Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT).       34         3.3. Metodologia       34         3.3.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       34         3.3.2.Segunda Etapa: "Assinaturas de Radar Polarimétrico em Função das Categorias de Atividade Elétrica"       35         3.3.3.Terceira Etapa: "Caracterização das Tempestades Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo"       41         4 RESULTADOS       45         4.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       45	2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA
3.1. Campanha CHUVA-Vale do Paraíba	<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b>
3.2. Dados       25         3.2.1. Radar Polarimétrico Banda X, Pré-Processamento e Limitações       25         3.2.2. Dados de Relâmpagos       30         3.2.2. Dados de Relâmpagos       30         3.2.2.1.Rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA)       32         3.2.2.2.Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)       33         3.2.2.3.Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT)       34         3.3. Metodologia       34         3.3.1.Primeira Etapa:       "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       34         3.3.2.Segunda Etapa:       "Assinaturas de Radar Polarimétrico em Função das Categorias de Atividade Elétrica"       35         3.3.3.Terceira Etapa:       "Caracterização das Tempestades Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo"       41         4 RESULTADOS       45       4.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"       45	3.1. Campanha CHUVA-Vale do Paraíba23
<ul> <li>3.2.1. Radar Polarimétrico Banda X, Pré-Processamento e Limitações</li></ul>	3.2. Dados
<ul> <li>3.2.2. Dados de Relâmpagos</li></ul>	3.2.1. Radar Polarimétrico Banda X, Pré-Processamento e Limitações 25
<ul> <li>3.2.2.1.Rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA)</li></ul>	3.2.2. Dados de Relâmpagos
<ul> <li>3.2.2.2.Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)</li></ul>	3.2.2.1.Rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA)
<ul> <li>(BrasilDAT)</li></ul>	3.2.2.2.Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
<ul> <li>3.2.2.3.Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT) 34</li> <li>3.3. Metodologia</li></ul>	(BrasilDAT)
<ul> <li>3.3. Metodologia</li></ul>	3.2.2.3.Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT) 34
<ul> <li>3.3.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"</li></ul>	3.3. Metodologia
Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"	3.3.1.Primeira Etapa: <i>"Avaliação das Características Gerais dos</i>
<ul> <li>3.3.2.Segunda Etapa: "Assinaturas de Radar Polarimétrico em Função das Categorias de Atividade Elétrica"</li></ul>	Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo" 34
Categorias de Atividade Elétrica"	3.3.2.Segunda Etapa: "Assinaturas de Radar Polarimétrico em Função das
<ul> <li>3.3.3.Terceira Etapa: "Caracterização das Tempestades Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo"41</li> <li>4 RESULTADOS</li></ul>	Categorias de Atividade Elétrica"
Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo" 41 <b>4 RESULTADOS</b>	3.3.3.Terceira Etapa: <i>"Caracterização das Tempestades</i>
<b>4 RESULTADOS</b>	Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo" 41
4.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"	<b>4 RESULTADOS</b>
da Precipitação Durante o Período de Estudo"	4.1.Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e
	da Precipitação Durante o Período de Estudo"

4.1.1. Caracterização Média Total da Precipitação e Atividade Elétrica.... 45

4.1.2. Caracterização Mensal da Precipitação e Atividade Elétrica					
4.2.Segunda Etapa: "Características Polarimétricas em Função da Atividade					
Elétrica de Relâmpagos"59					
4.2.1. Relação Geral entre as Assinaturas Polarimétricas dos Perfis de					
Precipitação e as Categorias de Fontes de VHF60					
4.2.2. Relação entre a Distribuição Vertical das Fontes de VHF e as					
Variáveis Polarimétricas					
4.3.Terceira Etapa: "Características Elétricas e Polarimétricas Antes e					
Durante a Ocorrência do Primeiro Relâmpago em Tempestades					
Compactas/Isoladas"					
4.3.1. Propriedades Físicas do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo					
4.3.2. Evolução das Assinaturas Polarimétricas Antes do Primeiro					
Relâmpago Nuvem-Solo97					
4.3.3. Estrutura Elétrica e Região de Iniciação do Primeiro Relâmpago Intra-					
Nuvem e Nuvem-Solo					
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES					
5.1. Considerações Finais					
5.2. Sugestões para Trabalhos Futuros					
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS					
APÊNDICE A – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA					
<b>APÊNDICE B – DEFINIÇÃO DAS VARIÁVEIS POLARIMÉTRICAS</b>					

# 1 INTRODUÇÃO

As tempestades<sup>1</sup> e os relâmpagos<sup>2</sup> são importantes componentes atmosféricos para o clima e o tempo. Suas consequências discorrem desde a manutenção benéfica do circuito elétrico atmosférico global e produção de óxido de nitrogênio (NO<sub>x</sub>) para o clima, quanto à ocorrência de tempo severo, proporcionando grandes prejuízos a diversos setores da sociedade e causando dezenas de mortes anualmente. No Brasil, por exemplo, estima-se que aproximadamente 60-75 milhões de relâmpagos ocorram anualmente. Em parte, estes relâmpagos têm sido responsáveis pela morte em média de 132 pessoas todos os anos no país (CARDOSO et al., 2014). A grande extensão territorial do Brasil e sua proximidade ao equador geográfico têm sido apontadas como uma das principais causas para esta alta incidência de relâmpagos. No entanto, a previsão deste fenômeno ainda representa um grande desafio para a comunidade científica. Em parte, isto é devido ainda ao restrito conhecimento a respeito da eletrificação inicial das tempestades, assim como da relação entre a microfísica das tempestades e a produção dos relâmpagos.

O grande desafio intrínseco em estudos sobre relâmpagos deve-se aos fatos que este fenômeno envolve processos em variadas escalas espaciais (desde a escala microfísica até a mesoescala) e sua observação *in natura* apresenta limitações ainda. Com isso a maioria dos estudos a respeito da formação da

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Doravante o termo **tempestade** será referido como aquela organização de nuvens que produz ou produziu relâmpagos. Em contrapartida, quando usado o termo **não-tempestade** referirá como aquela organização de nuvens que não produz relâmpagos.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Doravante, o termo **relâmpago** (*flash,* do inglês) irá referir-se a composição de várias descargas elétricas individuais. Estas descargas elétricas individuais são referenciadas como **descargas de retorno** (*return strokes,* do inglês). O termo **fontes de Very High Frequency** (**VHF**) refere-se às emissões individuais de radiação na frequência de VHF emitida pelas descargas elétricas individuais durante sua propagação na atmosfera.

eletricidade em tempestades tem sido provenientes de experimentos em laboratórios e modelos de eletrificação de nuvens. Nestes trabalhos têm-se evidenciado que os aspectos microfísicos das tempestades são fundamentais para formação e ocorrência dos relâmpagos. De fato, as hipóteses discutidas na literatura tem postulado que a colisão entre *graupel/hail*<sup>3</sup> e pequenos cristais de gelo, na presença de água líquida super-resfriada em regiões com fortes correntes ascendentes são parâmetros microfísicos fundamentais para a eletrificação das tempestades (REYNOLDS et al., 1957). No entanto, apesar de bem estabelecida à influência das características microfísicas nos processos de eletrificação das nuvens desde a década de 50, grande avanço ainda tem sido necessário sob a ótica observacional.

Dentre as ferramentas observacionais, os radares de dupla polarização têm apresentado grande destaque em analisar e confirmar estes resultados teóricos (CAREY; RUTLEDGE, 1996; WIENS et al., 2005; BRUNING et al., 2007; LUND et al., 2009). Este grande avanço deve-se a capacidade deste instrumento em diferenciar e quantificar as assinaturas dos diversos tipos de hidrometeoros (na forma líquida e sólida) existente no interior das tempestades. O maior interesse destes estudos tem sido avaliar o efeito das assinaturas polarimétricas na produção de relâmpagos, focando principalmente nas características da camada de fase mista. Em geral estas tempestades tem apresentado um valor negativo marcante na variável denominada fase diferencial específica (K<sub>dp</sub>) antes da ocorrência dos relâmpagos (CAYLOR; CHANDRASEKAR, 1996;

de vapor nos núcleos de gelo ou gotículas congeladas (primeiro estágio de desenvolvimento). **Grãos de Gelo** (*Graupel*): Partículas micrométricas formadas a partir dos cristais de gelo pela agregação de gotículas de água super-resfriada em sua superfície, num processo denominado incrustação (*riming*), que representa o segundo estágio de crescimento.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> As partículas de gelo que se formam na atmosfera recebem diferentes denominações em função de seu estágio/tamanho de desenvolvimento, as quais podem ser resumidas em: **Cristais de Gelo** (*Ice Crystals*): Partículas sub-micrométricas formadas a partir da deposição

**Granizo** (*Hail*): Partículas milimétricas formadas a partir do crescimento dos grãos de gelo em condições muito específicas da nuvem. Nem todas as partículas alcançam esse estágio.

VENTURA et al., 2013). Esta assinatura tem sido comumente associada a partículas de gelo alinhadas verticalmente por campo elétrico forte no interior das tempestades. Portanto, estas assinaturas têm indicado que algumas variáveis polarimétricas podem ser úteis como um novo parâmetro para ferramentas de previsão imediata da convecção severa e da produção de relâmpagos. Contudo estes estudos tem sido restritos a estudos de casos. Estas limitações podem acarretar numa baixa representatividade dessas assinaturas e podem comprometer a interpretação física do impacto da microfísica na produção dos relâmpagos, já que uma variabilidade grande pode existir de tempestade para tempestade. Além disso, outras camadas como a fase quente e fria podem apresentar assinaturas importantes e diferentes em função da frequência de relâmpagos, o que ainda tem recebido pouca atenção pela comunidade científica. Compreender como as assinaturas polarimétricas em diferentes camadas das tempestades respondem a diferentes frequências de relâmpagos pode ajudar a produzir um modelo conceitual da composição microfísica de tempestade e não-tempestades.

O mapeamento em três dimensões dos relâmpagos através de redes *Lightning Mapper Array* (LMA), tem contribuído para o entendimento da formação e propagação dos relâmpagos. Em sinergia com radares polarimétricos, regiões de cargas tripolar e com multicamadas tem sido inferidas e analisadas em relação à microfísica das tempestades (BRUNING et al., 2007; LUND et al., 2009). No entanto, a maioria destes trabalhos tem focado em Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que embora possam apresentar uma frequência de relâmpagos alta em relação a tempestades menores, são muito mais complexos e possuem maiores interações elétricas entre as células que as compõem (FEHR et al., 2005). Estes estudos geralmente têm focado na interpretação física baseado em momentos específicos do ciclo de vida destas tempestades (como durante a maturação ou dissipação). No entanto, para entender o impacto da microfísica na ocorrência de relâmpagos é fundamental avaliar como as assinaturas destes hidrometeoros evoluem desde o primeiro

3

eco de radar até o momento do primeiro relâmpago intra-nuvem (IN) e nuvemsolo (NS).

Assim, embora estes estudos tenham mostrado que a microfísica também afeta as propriedades físicas dos relâmpagos NS (isto é, intensidade, polaridade e pico de corrente, entre outros), diferenças grandes podem haver em relação a tempestades menores, que também possuem alta frequência de relâmpagos, embora sejam bem menos complexas. Estas tempestades compactas permitem avaliar o desenvolvimento inicial das nuvens e dos primeiros relâmpagos com centros de cargas o mais compacto quanto possível. Além disso, tempestades compactas e isoladas representam uma grande vantagem para radares em banda X (3 cm), devido à oportunidade de diminuir a severa atenuação e atenuação diferencial que ocorrem em casos de tempestades de mesoescala.

Assim, torna-se de grande importância estudos que visam mapear as principais assinaturas polarimétricas das tempestades associada à ocorrência de relâmpagos, principalmente por gerar a possibilidade do desenvolvimento de novas ferramentas de *nowcasting* e de relâmpagos. Estas ferramentas podem se beneficiar das informações provenientes dos nove radares polarimétricos banda S recentemente adquiridos pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desatres Nataurais (Cemaden) para as regiões nordeste e para o estado do Mato Grosso do Sul, além do radar banda S recentemente adquirido pelo Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR) para a cidade de Cascavel. Além disso, estudos como estes poderão contribuir como dados *proxy* para os futuros sensores de relâmpagos como o *Lightning Mapper* (GLM) que estará a bordo do *Geostationary Operational Environmental Satellite - R* (GOES-R) e o sensor *Lightning Imager* (LI) a bordo do *Meteosat Third Generation* (MTG).
#### 1.1. Situações Problemas e Hipóteses

Baseado nas discussões supracitadas nota-se uma ausência de estudos visando o entendimento da variabilidade das assinaturas polarimétricas entre as camadas de fase quente, mista e fria das tempestades em função da frequência de relâmpagos, principalmente usando uma grande base de eventos convectivos. O problema abordado neste estudo foi realizado com o uso simultâneo de assinaturas polarimétricas e fontes de VHF em três dimensões das tempestades. A hipótese em averiguação é que as diferentes camadas das tempestades podem apresentar características específicas em função da frequência de relâmpagos.

O segundo problema abordado neste estudo relaciona-se aos primeiros relâmpagos NS em tempestades compactas. A hipótese sendo testada, é que tempestades compactas teriam uma limitada quantidade de cargas elétricas espaciais disponíveis, o que acarretaria na impossibilidade de relâmpagos com múltiplas (isto é, relâmpagos com mais de duas descargas de retorno por relâmpago) descargas de retorno (ao contrário do que ocorre com relâmpagos em SCM). Além disso, a estrutura elétrica e a propagação desses relâmpagos poderiam ser diferentes daqueles que ocorrem em grandes tempestades.

O terceiro problema sendo averiguado é relacionado com a assinatura polarimétrica predominante antes da ocorrência do primeiro relâmpago NS em tempestades compactas. A hipótese sendo testada é a existência de valores negativos de refletividade diferencial (Z<sub>dr</sub>, dB) e fase diferencial específica (K<sub>dp</sub>, ° km<sup>-1</sup>) nas camadas acima do nível de gelo, antes da ocorrência do primeiro relâmpago.

### 1.2. Objetivos

Assim, o objetivo principal deste projeto é avaliar como as principais assinaturas polarimétricas em diversas camadas das tempestades (isto é, na fase quente, mista e fria) variam em função da frequência de relâmpagos, utilizando-se para isto uma base de dados extensa de tempestades. Em adição, pretende-se determinar as principais características físicas das tempestades antes dos primeiros relâmpagos em tempestades compactas, assim como as principais assinaturas microfísicas antes de sua ocorrência. Logo, com os resultados aqui obtidos, espera-se fornecer subsídios relevantes para o entendimento da formação e ocorrência da atividade elétrica, assim como para propósitos de *nowcasting* de relâmpagos.

Para tal objetivo geral, faz-se necessária a execução de etapas intermediárias que são os objetivos específicos:

- Determinar os principais intervalos das variáveis polarimétricas para identificação das camadas de fase quente, mista e fria em função da frequência de relâmpagos;
- Caracterizar como as regiões de máxima ocorrência de fontes de VHF no interior das tempestades estão associadas a cada uma das variáveis polarimétricas;
- Caracterizar as principais características físicas do primeiro relâmpago NS para várias tempestades compactas como: pico de corrente, multiplicidade e intervalo entre descargas de retorno;
- Determinar as principais assinaturas polarimétricas que caracterizam a evolução das tempestades compactas desde o primeiro eco de radar até o momento de ocorrência do primeiro relâmpago NS;

- Caracterizar a estrutura elétrica típica das tempestades compactas e sua relação com as variáveis polarimétricas;
- Determinar a principal região de iniciação e propagação dos primeiros relâmpagos IN e NS em tempestades compactas e as características polarimétricas destas regiões através de medições em três dimensões (*Lightning Mapper Array*, LMA) do canal dos relamágos.

# 1.3. Organização do Trabalho

Este trabalho é dividido em cinco capítulos, sendo que:

O <u>Capítulo 2</u> apresenta a revisão bibliográfica, que servirá de embasamento teórico para a metodologia a ser utilizada e para a discussão dos resultados. No Apêndice A encontra-se a fundamentação teórica, onde foi realizada uma discussão pormenorizada dos principais processos de eletrificação, mecanismos microfísicos responsáveis pela formação e transferência de cargas elétricas e uma discussão sobre as características físicas dos relâmpagos.

O <u>Capítulo 3</u> apresenta os dados e metodologia que foram utilizados visando alcançar os objetivos específicos apresentados anteriormente.

O <u>Capítulo 4</u> apresenta os resultados subdivididos em três etapas onde foi realizada uma discussão dos mesmos.

O **<u>Capítulo 5</u>** expõe as principais conclusões deste trabalho e as sugestões para trabalhos futuros.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Ao longo das últimas décadas houve um interesse crescente em avaliar a relação entre a microfísica de nuvens e os relâmpagos através de radares polarimétricos e sistemas de localização de relâmpagos (GOODMAN et al., 1989; CAREY; RUTLEDGE, 1996; LÓPEZ; AUBAGNAC, 1997; BRUNING et al., 2007; VENTURA et al., 2013). Estes estudos em geral têm evidenciado que um aumento na concentração de *graupel* e partículas de gelo em regiões com fortes correntes ascendentes são fatores fundamentais para a eletrificação das tempestades e para a ocorrência dos relâmpagos. Workman e Reynolds (1949), por exemplo, realizaram um dos primeiros estudos através de análise visual de tempestades e radares para detecção de relâmpagos. Os resultados para 12 tempestades isoladas mostraram que o primeiro relâmpago IN ocorreu quando o máximo eco de radar atingiu 9,6 km de altura e sendo registrados seis minutos antes do primeiro relâmpago NS.

Posteriormente, Goodman et al. (1989) através de um radar polarimétrico e uma rede de relâmpagos avaliaram a relação entre o início da ocorrência dos relâmpagos e a ocorrência de *graupel* numa tempestade no Alabama. Os autores documentaram a ocorrência do primeiro relâmpago NS após oito minutos que a água no topo da coluna de água líquida super-resfriada congelou e o primeiro *graupel* apareceu na tempestade. O trabalho de Carey e Rutledge (1996) reforçou e adicionou novos resultados ao de Goodman et al. (1989). Através de um radar *doppler* e outro polarimétrico centrado em 11 cm, os autores avaliaram a correlação entre o ciclo de vida convectivo de uma tempestade multicelular no Colorado e a evolução do tipo e da taxa de relâmpagos. As observações sugeriram uma forte correlação entre a taxa de graupel e hail máxima abaixo da camada de derretimento e o pico de relâmpagos NS. Em contrapartida, a ocorrência de relâmpagos IN esteve melhor correlacionada com o volume de *graupel* suspenso no topo de correntes ascendentes intensas.

No mesmo ano, Jameson et al. (1996) promoveram um importante avanço nestas análises ao utilizar informações simultâneas de radar polarimétrico banda X (3 cm) e electric field mill para três tempestades isoladas. As observações mostraram que o início do processo de eletrificação coincidiu com o surgimento de um volume de refletividade diferencial (Z<sub>dr</sub>) significante, com valores maiores que +1 dB próximo à isoterma de -7 ° C. Os resultados sugeriram que gotas de chuva grandes maiores que 2 mm foram a possível razão para o valor positivo alto observado para Z<sub>dr</sub>. Em consistência com os estudos anteriores, os resultados ainda indicaram que a frequência de relâmpagos IN esteve associada à assinatura de graupel e hail em regiões com correntes ascendentes fortes. Assim de modo geral, estes trabalhos demonstram que o estágio inicial da eletrificação das tempestades é dominado pela ocorrência de relâmpagos IN, embora em alguns casos relâmpagos NS possam ocorrer primeiro. Williams et al. (1989) propuseram que esta predominância de relâmpagos IN no estágio inicial das tempestades seria devido à velocidade vertical e ao crescimento de partículas e refletividade de radar acima do centro de cargas negativas. Adicionalmente, os trabalhos de Williams et al. (1989) e Williams et al. (2005) indicaram uma diferença média de 4 a 10 min entre a ocorrência do primeiro relâmpago IN e o primeiro relâmpago NS.

Recentemente, inferências simultâneas através de satélites e radares têm corroborado as observações supracitadas (SIEWERT, 2008; HARRIS et al., 2010; MECIKALSKI et al., 2013). Em súmula estes estudos mostraram que a iniciação de relâmpagos (*Lightning Initiation*-LI, do inglês) poderia ser prevista com até 35 minutos de antecedência, estando sua ocorrência fortemente associada a correntes ascendentes intensas em regiões de congelamento próximo ao topo das tempestades. Segundo Reynolds et al. (1957) tempestades com topos profundos possuem um forte processo de separação de cargas, indicando que cristais de gelo e *graupel* estão colidindo fortemente

(indicando que o processo não indutivo<sup>4</sup> provavelmente esteja ocorrendo), o que propiciaria uma alta probabilidade de ocorrência de relâmpagos.

De maneira geral estes trabalhos mostram uma forte relação entre graupel e partículas de gelo com o processo de eletrificação das tempestades. Uma assinatura característica destas partículas tem sido a observação de um valor negativo na variável Z<sub>dr</sub> e na fase diferencial específica (K<sub>dp</sub>) nas camadas de fase mista e fria destas tempestades. Contudo um paradoxo tem surgido com relação à interpretação dessas assinaturas. Enquanto alguns estudos sugerem que valores negativos de Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub> podem ser interpretados como: i) assinatura de partículas de gelo orientadas verticalmente por um campo elétrico forte (VONNEGUT, 1965; HENDRY; MCCORMICK, 1976; WEINHEIMER; FEW, 1987; METCALF, 1995; KREHBIEL et al., 1996; FOSTER; HALLET, 2002; FOSTER; HALLET 2008), outros trabalhos propõem que ii) graupel em formato cônico alinhado verticalmente pela gravidade (AYDIN; SELIGA, 1984; EVARISTO et al., 2013) também poderiam produzir assinatura similar. No entanto, o mais importante sugerido por estes estudos é que o monitoramento dessas assinaturas podem revelar informações sobre os processos de eletrificação e produção dos relâmpagos.

Dolan e Rutledge (2009) foram os primeiros a propor limiares das variáveis polarimétricas para identificar assinaturas de partículas de gelo e *graupel* para radares banda X. As simulações de espalhamento realizadas pelos autores demonstraram que partículas de gelo alinhadas verticalmente são identificadas principalmente por valores negativos de  $Z_{dr}$  (entre -2,1 e +0,5 dB) e K<sub>dp</sub> (entre -0,15 e 0 ° km<sup>-1</sup>) e com refletividade moderada (até 32 dBZ) nas regiões entre -10 ° e -40 °C. Por outro lado, *graupel* com densidade alta (> 0,5 g cm<sup>-3</sup>) tendem a ocorrer entre +5 ° e -5 °C e apresentam assinaturas representadas por

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Uma discussão detalhada sobre este processo de eletrificação encontra-se no Apêndice A.

refletividade alta (até 54 dBZ), Z<sub>dr</sub> com valores menos negativos (entre -1,3 e +3,7 dB) e valores de K<sub>dp</sub> altos (entre -2,5 e +7,6 ° km<sup>-1</sup>). Este comportamento foi confirmado por estudos recentes. Por exemplo, Ventura et al. (2013) analisaram uma tempestade que teve ocorrência de *hail* associada a uma intensa produção de relâmpagos (Figura 2.1). O rastreamento da tempestade através de radar banda X demonstrou uma brusca diminuição no valor de Z<sub>dr</sub> (mínimo de aproximadamente -1,4 dB) e no K<sub>dp</sub> (de aproximadamente -0,35 ° km<sup>-1</sup>) (Figuras 2.1b-d) na camada de fase mista no momento da máxima frequência de relâmpagos NS negativos e IN positivos (às 15:40 UTC) (Figura 2.1a). Os autores também observaram que esta intensificação nos valores de Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub> negativos ocorreram 10 min antes (às 15:40 UTC) do *hail* atingir o solo (às 15:50 UTC).



Figura 2. 1 – (a) Evolução dos relâmpagos e a evolução do valor médio das variáveis (b) Z<sub>h</sub>, (c) Z<sub>dr</sub> e (d) K<sub>dp</sub> em uma *hailstorm* registrada em 27 de maio de 2012 às 15:20 UTC para a elevação de 5,5 ° (~ 7 km de altura). As linhas tracejadas na cor vermelha nas figuras indicam o início e fim da *hailstorm*, sendo que o *hail* foi registrado em solo entre 15:50 e 16:10 UTC. A seta na cor vermelha destaca o momento (15:50 UTC) em que o *hail* foi primeiramente registrado em solo. Fonte: Adaptada de Ventura et al. (2013).

Adicionalmente, medidas realizadas com a antena do radar num modo fixo para uma mesma região de uma tempestade mostrou uma intensificação nos valores de K<sub>dp</sub> negativos antes da ocorrência de relâmpagos (CAYLOR; CHANDRASEKAR, 1996). Caylor e Chandrasekar (1996) encontraram um comportamento cíclico (com períodos de 10 s) do K<sub>dp</sub> com pico de aproximadamente -0,9 ° km<sup>-1</sup> em 12 km de altura antes de cada relâmpago (Figura 2.2). Os resultados indicaram um alinhamento vertical médio maior que 45 ° (em relação ao plano horizontal), o que sugeriu a presença de cristais de gelo do tipo pristine, como plates ou colunares próximo ao topo das tempestades. O diagrama proposto por Bailey e Hallett (2009) sugeriu que a existência de cristais do tipo colunares entre -40 ° e -70 °C em condições de subsaturação é a provável causa para os valores de Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub> negativos. Weinheimer e Few (1987) sugeriu que para condições típicas de tempestades eletricamente ativas um campo elétrico de aproximadamente 100-200 kV/m poderia induzir dipolos instantâneos in cristais pristines que propiciaria o alinhamento de cristais de gelo com dimensões de até 1 mm. Os autores ainda salientaram que cristais do tipo colunares (needles) são muito mais prováveis para alinhar do que os cristais do tipo *plates*.

Como previamente discutido estudos recentes tem também levantado à hipótese que não apenas partículas de gelo orientadas verticalmente podem apresentar valores de  $Z_{dr}$  e  $K_{dp}$  negativos, mais também *graupel* em formato cônico (EVARISTO et al., 2013). Evaristo et al. (2013) realizou simulações com diversos tipos de *graupel* em formato cônico e com variados ângulos de vértice. Os resultados de espalhamento mostraram uma diminuição nos valores de  $Z_{dr}$  de aproximadamente de -1.2 dB foi encontrado para um ângulo de 30 ° e de +0,8 dB para 70 °. Além disso, as simulações foram intercomparadas com medidas *in situ* de *graupel* reportados em solo e com as estimativas provenientes de um radar banda S. Estas observações reforçaram os resultados das simulações e ainda indicaram que a diminuição no  $Z_{dr}$  estaria associada a valores de

refletividade moderada, sugerindo valores entre -1 e 1 dB (Z<sub>dr</sub>) e entre 10 e 40 dBZ (Z<sub>h</sub>) para detecção de *graupel* cônico.



Figura 2. 2 - Série temporal de K<sub>dp</sub> e da razão de depolarização linear (LDR) obtido através de medidas com o feixe do radar em um ângulo fixo para uma tempestade ocorrida em 20 de setembro de 1991 às 22:59 UTC. Fonte: Adaptado de Caylor e Chandrasekar (1996).

Knight e Knight (1973) propuseram uma explicação para formação de *graupel* cônico baseado no processo de *riming* em cristais de neve planares e dendríticos. Segundo os autores, estes cristais em queda no interior das tempestades tendem acrescer durante o processo de *riming* primeiro sobre o lado voltado para baixo. Quando o processo de *riming* continua o congelamento de água super-resfriada forma uma estrutura do tipo 'cônica' anexada ao cristal. Eventualmente o cristal se rompe durante a queda e a parte em formato cônico pode continuar a crescer separadamente do cristal. Embora este comportamento de  $Z_{dr}$  e  $K_{dp}$  (tendência a valores negativos) ter sido relativamente bem descrito na literatura, ainda existe um conhecimento restrito em que regiões estes valores negativos são predominantes e como variam em função da evolução das tempestades e frequência de relâmpagos.

Com o surgimento do *Lightning Mapper Array* (LMA) no final da década de 90 (RISON et al., 1999) foi possível mapear em três dimensões os relâmpagos, assim como inferir a estrutura de cargas elétricas e também as regiões onde as descargas elétricas são formadas no interior das tempestades (WIENS et al., 2005; BRUNING et al., 2007; LANG; RUTLEDGE, 2008, LUND et al., 2009). Rison et al. (1999) analisaram a formação de relâmpagos através de uma rede LMA no Novo México entre agosto e setembro de 1998. Em conformidade com os resultados discutidos anteriormente os relâmpagos evidenciaram a existência de uma típica estrutura de cargas elétricas dipolar. Entre os relâmpagos analisados a maioria iniciou entre o centro de cargas elétricas negativa e positiva na parte superior da tempestade, com transporte de cargas negativas para esta região mais alta. Além disso, os resultados sugeriram que esta quebra de rigidez bipolar seria o evento inicial que antecederia a formação e ocorrência dos relâmpagos IN.

Trabalhos na década seguinte somaram esforços para combinar as informações emitidas por relâmpagos em Very High Frequency (VHF) proveniente de redes LMA com aquelas informações proveniente de radares polarimétricos. Bruning et al. (2007), por exemplo, avaliaram a relação entre a iniciação e a distribuição de graupel através de dados polarimétricos e LMA durante o experimento Thunderstorm Electrification and Lightning Experiment (TELEX) sobre Oklahoma. Os primeiros relâmpagos da tempestade multicelular estudada iniciaram entre o centro de carga positiva na base da nuvem e negativa em médios níveis, numa região onde houve formação de graupel (Figura 2.3). Esta região foi caracterizada por valores de refletividade Z<sub>h</sub> máximos (60-65 dBZ) e localizado no topo de uma coluna com Z<sub>dr</sub> positivo estendendo acima da camada de derretimento. Além disso, os resultados também mostraram que a formação e propagação dos relâmpagos ocorreram em regiões de ausência de crescimento úmido, caracterizando hidrometeoros com menor carga espacial líquida, e por consequência um menos intenso processo de carregamento não indutivo dos mesmos (Figura 2.4).



Figura 2. 3 - Seção transversal vertical e Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) no nível de 5,1 km de altura de (a) Z<sub>h</sub> e (b) Z<sub>dr</sub> combinado com a região de iniciação dos seis primeiros relâmpagos registrados na tempestade ocorrida em 28-29 Junho de 2004 às 23:57 UTC. Fonte: Adaptada de Bruning et al. (2007).



Figura 2. 4 - Seção transversal vertical de (a) Z<sub>h</sub> e (b) Z<sub>dr</sub> combinado com as fontes de VHF do primeiro relâmpago NS reportado na tempestade ocorrida em 28-29 Junho de 2004 às 23:57 UTC. Fonte: Adaptada de Bruning et al. (2007).

Posteriormente Lang e Rutledge (2008) em um estudo durante o Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS) observaram que 99 % dos pulsos em VHF obtidos por LMA num SCM analisado ocorreram na região convectiva e de transição da tempestade. A iniciação dos relâmpagos na região estratiforme ocorreu apenas quando a refletividade aumentou de forma significava na camada de fase mista, sendo que a sua formação ocorreu próxima à banda brilhante, numa região com cargas negativas acima e positiva abaixo do nível de derretimento. Estes resultados, portanto sugeriram a existência de um mecanismo de carregamento *in situ* baseado no derretimento de gelo em regiões estratiformes.

Em consistência Weiss et al. (2008) investigaram a estrutura de super-células durante o período de primavera-verão no ano 2000 como parte também do experimento STEPS utilizando uma rede LMA e sondagem de campo elétrico.

Em uma determinada região da tempestade a estrutura foi composta de duas a seis camadas de cargas elétricas, estando a mais complexa estrutura no centro convectivo e possuindo os valores de refletividade mais altos. Portanto, a maioria destes trabalhos mostram que o mecanismo não indutivo de colisão entre cristal de gelo e *graupel* seria capaz de quantificar a existência de três ou mais camadas de cargas elétricas em regiões convectivas de correntes ascendentes.

Os resultados de Lund et al. (2009) combinando informações de LMA e sondagem vertical de campo elétrico corroborou os trabalhos supracitados. O SCM analisado apresentou durante o estágio de maturação uma estrutura tripolar e duas regiões mais favoráveis a formação de relâmpagos: uma em 7-10 km e outra em 3-6 km. Os autores inferiram a existência de graupel abaixo e de cristais de gelo acima da primeira região (7-10 km) através da observação de correntes ascendentes intensas (5-10 m s<sup>-1</sup>) no topo de uma coluna com refletividade alta (35-40 dBZ) e Z<sub>dr</sub> negativo (-0,5 dB). Por outro lado, a região de cargas inferior (3-6 km) onde os relâmpagos também foram iniciados foi localizada no topo da camada de derretimento e caracterizada por refletividade alta (> 50 dBZ) numa área com um valor positivo pronunciado de K<sub>dp</sub> (entre +0,25 e +0,75  $^{\circ}$  km<sup>-1</sup>) e próximo a regiões com Z<sub>dr</sub> positivo (+1,4 e +1,5 dB). Em geral, regiões com 'colunas de Z<sub>dr</sub> positivo' estendendo da camada de derretimento até os níveis de temperatura de -10 °C em tempestades convectivas profundas são provavelmente associadas a água líquida superresfriada. Os trabalhos de Conway e Zrnicí (1993) e Carey e Rutledge (1998) tem sugerido que estas regiões são prováveis fontes para formação de embriões de graupel, promovido via congelamento dessas gotas no interior das colunas de Z<sub>dr</sub> positivo.

Como visto anteriormente a microfísica das tempestades apresentam uma forte relação com a eletrificação e a produção dos relâmpagos no interior das tempestades, isto é, uma forte relação com a produção de relâmpagos IN.

Contudo os relâmpagos NS são mais facilmente identificados pelos sistemas de detecção, e podem acarretar em maiores prejuízos para a sociedade e por isso tem recebido mais atenção pela comunidade científica. Os resultados de alguns estudos sugerem que as propriedades microfísicas das tempestades também podem afetar as características físicas destes relâmpagos, como por exemplo o pico de corrente, polaridade, multiplicidade, entre outras propriedades (RAKOV; HUFFINES, 2003; SABA et al., 2006; SARAIVA, 2010; WILLIAMS; HECKMAN, 2011).

Recentemente Saraiva (2010) através de informações de radar, câmera rápida e rede de detecção de relâmpagos avaliou a relação entre as características físicas de relâmpagos NS negativos e algumas propriedades das tempestades ocorridas na cidade de São José dos Campos e Tucson. Foi observada uma correlação positiva entre o tamanho da área dos contornos de 35 dBZ na altura da isoterma de -10 °C (localização média do centro de cargas negativas) e a duração e multiplicidade dos relâmpagos (Figura 2.5). Em contrapartida, a intensidade dos relâmpagos (evidenciada através dos valores de pico de corrente) foi correlacionada positivamente apenas com a altura do eco de 35 dBZ e da altura da nuvem. O modelo conceitual produzido evidenciou que as extensões horizontais e verticais dos centros de cargas negativas das tempestades são importantes para a duração/multiplicidade e pico de corrente dos relâmpagos, respectivamente. A análise deste estudo levanta a indagação se a extensão horizontal dos centros de carga negativa poderia indicar a multiplicidade máxima possível para um relâmpago.



Figura 2. 5 - Distribuição das multiplicidades dos relâmpagos NS negativos em função da área de 35 dBZ. A linha preta é o ajuste polinomial aos valores mínimos de área para cada multiplicidade. Fonte: Saraiva (2010).

Estas indagações são reforçadas pela observação que relâmpagos com sido documentados multiplicidade alta tem predominantemente em tempestades de mesoescala, tanto através de rede de relâmpagos (RAKOV; HUFFINES, 2003; SCHULZ et al., 2005; MÄKELÄ et al., 2010; RUDLOSKY; FUELBERG, 2010; BAHARUDIN et al., 2014), quanto através de estudos com câmera rápida e outros instrumentos (KITAGAWA et al., 1962; RAKOV; UMAN, 1990; SABA et al., 2006). Por exemplo, Rakov e Huffines (2003) analisaram a multiplicadade de relâmpagos NS negativos na Flórida e Novo México entre 1995 e 2001 através dos dados da U.S. National Lightning Detection Network (NLDN). Os autores encontraram uma multiplicidade média de 2,4 e 2,1 para as tempestades da Flórida e do Novo México, respectivamente. Entretanto, relâmpagos com até 15 descargas de retorno foram registrados em ambas localidades. Schulz et al. (2005) somaram esforços aos estudos anteriores ao avaliar uma base de dados extensa de relâmpagos e caracterizar a relação

entre os diversos parâmetros dos relâmpagos. Os autores documentaram as propriedades físicas de três milhões de relâmpagos na Aústria para um período de 10 anos (1992-2001) através da rede Austrian Lightning Detection and Information System (ALDIS). Para este período os autores observaram que 40-60 % das ocorrências correponderam a relâmpagos com apenas uma descarga de retorno (single-stroke flashes, do inglês), sendo encontrado uma multiplicidade média de aproximadamente 2,5 e um intervalo entre descargas de retorno com média aritimética de aproximadamente 80-95 ms. Os autores ainda observaram que os relâmpagos NS negativos com multiplicidade alta apresentam o mais baixo intervalo entre as descargas de retorno e com um pico de corrente maior. Mais recentemente, Baharudin et al. (2014) avaliaram 100 relâmpagos NS negativos através de medições de campo elétrico provenientes de sete tempestades convectivas durante o período de monção entre abril e junho de 2009 no estado de Johor na Malásia. A porcentagem de relâmpagos com apenas uma descarga de retorno representou 16 % dos dados, sendo a multiplicidade média de 4 e a máxima de 14 descargas de retorno por relâmpago. O intervalo entre descargas de retorno apresentou uma média aritimética de aproximadamente 86 ms e um máximo valor de 461 ms.

Os estudos supracitados são corroborados qualitativamente por medições realizadas com câmera rápida. Por exemplo, na Flórida Rakov e Uman (1990) encontraram até 17 descargas de retorno por relâmpago, enquanto no Novo México Kitagawa et al. (1962) observaram até 26 descargas de retorno para os relâmpagos registrados em tempestades de mesoescala. Por sua vez, os resultados de Saba et al. (2006) na cidade de São José dos Campos e Cachoeira Paulista no Brasil indicaram que apenas 20 % dos relâmpagos analisados tiveram uma descarga de retorno. Os relâmpagos múltiplos apresentaram uma multiplicidade média de aproximadamente 3,8. No entanto, os autores enfatizaram a existência de uma alta variabilidade nestes valores entre as tempestades analisadas. Como salientado por Schulz et al. (2005) e corroborado pela discussão dos resultados supracitados, o número de

descargas de retorno por relâmpago é muito sensível a eficiência de detecção da rede localização de relâmpago (*Lightning Location Sys*tems-LLS, do inglês) e do algoritimo de agrupamento utilizado para agrupar as descargas de retorno em relâmpagos.

A multiplicidade alta de relâmpagos observadas nos estudos supracitados em tempestades de mesoescala, levanta a questão se tempestades menores, com centros de cargas mais compactos, teriam relâmpagos com multiplicidade menor. Esta hipótese é suportada pelo trabalho realizado por Williams e Heckman (2011). Estes autores sugeriram que relâmpagos com multiplicidade baixa poderiam ocorrer durante o estágio inicial das tempestades. A hipótese sendo investigada é que tempestades possuindo o principal centro de cargas negativas compacto seriam incapazes de produzir subsequentes descargas de retorno, devido à limitada quantidade carga espacial disponível. Embora esta hipótese tenha sido sugerida na literatura, nenhuma evidencia observacional tem sido reportada. Além disso, há uma ausência de estudos observacionais a este respeito para os primeiros relâmpagos em tempestades compactas.

#### **3 DADOS E METODOLOGIA**

Neste capítulo serão descritos a campanha CHUVA-Vale do Paraíba, a base de dados e a metodologia empregada para obtenção dos resultados. Os dados são associados a observações inferidas por radar e rede de relâmpagos. A metodologia será apresentada separadamente, de acordo com cada etapa do trabalho.

#### 3.1. Campanha CHUVA-Vale do Paraíba

A campanha CHUVA-Vale do Paraíba (CHUVA-Vale) ocorreu entre novembro de 2011 e fevereiro de 2012 na cidade de São José dos Campos. Esta campanha foi o quarto experimento realizado associado ao projeto Cloud processes of tHe main precipitation systems in Brazil: A contribUtion to cloud resolVing modeling and to the GPM (GlobAl Precipitation Measurement) (CHUVA, MACHADO et al., 2014). A principal motivação da campanha CHUVA-Vale foi entender como as nuvens evoluem para tempestades (nuvens que produzem relâmpagos). Diversos sistemas de observação estiveram em operação entre eles: radar polarimétrico banda X, redes de relâmpagos operando em Very Low Frequency (VLF, 3-30 KHz), Low Frequency (LF, 30-300 KHz), High Frequency (HF, 3-30 MHz) e Very High Frequency (VHF, 30-300 MHz), além de electric field mills, câmera rápida, disdrômetros, radar de apontamento vertical e radiômetro em micro-ondas. Os dados do projeto CHUVA são de acesso livre е estão disponibilizados em: http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/admin.login.logic. A diversidade de dados coletados permitiu melhorar o entendimento dos processos físicos de desenvolvimento de nuvens, assim como da eletrificação e produção de relâmpagos. As diversas redes de relâmpagos que operaram em simultâneo teve o objetivo de auxiliar as atividades de pré-lançamento do sensor Geostationary Lightning Mapper (GLM) que estará a bordo do futuro Geostationary Operational Environmental Satellite - R (GOES-R) (GOODMAN

et al., 2013) e do sensor *Lightning Imager* (LI) a bordo do satélite *Meteosat Third Generation* (MTG).

Dentre os dados da campanha CHUVA-Vale, o presente trabalho utilizou as variáveis polarimétricas provenientes do radar banda X, fontes de VHF provenientes da São Paulo *Lightning Mapper Array* (SPLMA) e as descargas de retorno fornecidas pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT). Como informação auxiliar as descargas de retorno da Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT) também foram utilizadas. Figura 3.1 mostra a localização do radar (triangulo na cor cinza), e dos sensores de relâmpagos da SPLMA (círculos na cor vermelha) e da BrasilDAT (estrelas na cor azul). A próxima seção descreverá esses dados em detalhes, assim como suas limitações.



Figura 3. 1 - Região da campanha CHUVA-Vale destacando a localização do radar (triângulo na cor cinza), sensores da SPLMA (círculos na cor vermelha) e da BrasilDAT (estrelas na cor azul). Os anéis tracejados indicam os níveis de distância de 15, 60, e 100 km em relação ao radar.

#### 3.2. Dados

#### 3.2.1. Radar Polarimétrico Banda X, Pré-Processamento e Limitações

Para as análises das assinaturas microfísicas das tempestades foram utilizados os dados volumétricos (em formato de Plan Position Indicator, PPI) provenientes do radar de dupla-polarização banda X (λ=3 cm) adquiridos pelo projeto CHUVA. As variáveis utilizadas foram: refletividade horizontal (Z<sub>h</sub>, dBZ), refletividade diferencial (Z<sub>dr</sub>, dB), fase diferencial específica (K<sub>dp</sub>, ° km<sup>-1</sup>) e o coeficiente de correlação (phy) (maiores detalhes sobre como são determinadas estas variáveis pode ser encontrado no Apêndice B). O radar esteve instalado na Universidade do Vale do Paraíba (Univap) em São José dos Campos nas coordenadas de -45,95 W e -23,21 S a 650 m de altitude. Durante a campanha a estratégia do radar incluiu uma varredura volumétrica; dois Range Height Indicator scans (RHI) um no azimute de 122,4 ° e outro em 116,4 °; e um apontamento vertical em 89 ° para cálculo do offset do Z<sub>dr</sub>. A duração total para completar a estratégia do radar foi de aproximadamente 6 minutos. Em contrapartida, cada varredura volumétrica foi realizada em aproximadamente 4 minutos. No total 13 PPIs (Figura 3.2) foram realizados para cada varredura volumétrica compreendendo as elevações de 1,0 ° até 25 ° e com 1,0 ° e 150 m de resolução angular e radial, respectivamente.

Antes de serem utilizados os dados do radar foram pré-processados. Os seguintes procedimentos foram aplicados: (i) correção de atenuação da  $Z_h$  e atenuação diferencial da  $Z_{dr}$ ; (ii) determinação do *offset* no  $Z_{dr}$  devido à descalibração entre as componentes horizontal/vertical da radiação do radar e a (iii) correção da  $Z_h$  em casos de precipitação sobre o radome (casos de radome molhado). Radares banda X sofrem atenuação significativa quando o feixe do radar propaga através de um volume de precipitação intenso. Assim para realizar a correção de atenuação foi utilizado o método proposto por Testud et al. (2000) chamado de *Rain Profiling Algorithm*. Este procedimento considera a atenuação total como função da fase diferencial total (PhiDP). Por

outro lado, a correção da atenuação diferencial deve-se ao fato que quando o feixe atravessa gotas de chuva grandes e oblatas um *bias* negativo surge no  $Z_{dr}$ , devido que a radiação de polarização horizontal torna-se mais atenuada em relação à de polarização vertical. Para esta correção foi utilizado o método do PhiDP linear (BRINGI et al., 2007).



Figura 3. 2 - Estratégia de varredura volumétrica do radar durante a campanha CHUVA-Vale. Cada faixa colorida representa uma das 13 elevações com a indicação do respectivo ângulo de elevação. Fonte: Morales (2013).

A segunda correção aplicada foi à determinação do *bias* no  $Z_{dr}$  causado pela falta de calibração entre as componentes de radiação horizontal e vertical do radar. O conceito envolvido é que gotas pequenas ao descender no interior das nuvens sofrem pouca fricção com o ar mantendo-se aproximadamente esféricas. Assim ao serem observadas pelo radar no nadir deveriam apresentar falta de polarização (isto é,  $Z_{dr} = 0$  dB). Aplicando este conceito e utilizando as medidas de apontamento vertical em 89 ° do radar, Sakuragi e Biscaro (2012) determinaram o *offset* para três períodos da campanha CHUVA-Vale (Tabela 3.1): período antes da troca do radome ( $Z_{dr}^{off}$ =-0,27 dB), período com radome novo ( $Z_{dr}^{off}$ =-0,33 dB) e período depois da substituição de componentes e calibração do radar ( $Z_{dr}^{off}$ =-0,59 dB). Uma detalhada discussão sobre o préprocessamento dos dados do radar pode ser encontrado no trabalho de Schneebeli et al. (2012).

Tabela 3. 1	1 -	Valores	de	correção	de Z	Z <sub>dr</sub> utilizados	para	cada	período	da	campanha
		CHUVA	-VA	۱e.							

Período Inicial	Período Final	Status	Correção (dB)
01/11/2011	11/12/2011	radome com defeito	-0,271
12/12/2011	27/01/2012	troca do radome	-0,328
28/01/2012	31/03/2012	troca de componentes/calibração	-0,587

Por fim a correção de radome molhado considerou a formulação proposta por Bechini et al. (2010) que considera a atenuação ( $L_{rad}$ , em dB) como função da intensidade da precipitação (R, em mm hr<sup>-1</sup>) medida na localização do radar, sendo expressa por:

$$L_{rad} = 2(-0.34 + 1.61(r * R)^{1/3}), \qquad (3.1)$$

em que r é o raio do radome (igual a 1,3 m no radar banda X empregado na presente pesquisa). A multiplicidade por dois contabiliza a atenuação na radiação transmitida e retornada ao radar.

A precipitação medida por um pluviômetro a poucos metros do radar foi utilizada para este cálculo. A limitação desta formulação é que mesmo depois de terminado o momento da precipitação o radome pode permanecer molhado (caso onde há pouca evaporação). Neste caso há atenuação, mas como não há mais precipitação ocorrendo no momento atual, à correção determinada pela Equação 3.1 será mínima. Para minimizar este efeito calculou-se a taxa de precipitação média durante a varredura volumétrica do radar e para um mesmo intervalo de tempo anterior ao início da varredura. Assim, houveram quatro

possibilidades de correções: (i) ocorrência de precipitação antes e durante a varredura - corrigiu-se com base na precipitação média durante a varredura; (ii) ausência de precipitação em ambos os intervalos - não aplicou-se a correção; (iii) apenas precipitação anterior à varredura - utilizou-se o valor de precipitação média antes da varredura e (iv) apenas precipitação durante a varredura - aplicou correção com base na precipitação média neste intervalo. O máximo *offset* de correção computado foi de aproximadamente 15 dB para uma precipitação média de 96 mm hr<sup>-1</sup>. Embora esta correção foi considerada neste estudo, poucas imagens volumétricas do radar (3 % do total de 10.000 imagens) registraram precipitação sobre o radome.

Apesar da maioria das correções terem sido realizadas, erros ainda podem permanecer devido a várias razões, entre eles: método de correção da atenuação e atenuação diferencial utilizado, determinação do offset de Z<sub>dr</sub>, efeitos de ressonância, preenchimento não uniforme de beam (Nonuniform Beam Filling-NBF, do inglês) entre outros. Schneebeli et al. (2012) avaliaram o bias introduzido pelo método de correção ZPHI na correção de Zh e Zdr durante o experimento CHUVA. Os resultados mostraram um bias de aproximadamente 1,32 dBZ e 0,04 dB na Z<sub>h</sub> e Z<sub>dr</sub>, respectivamente. No entanto um desvio padrão alto de  $\pm 8,8$  dBZ (Z<sub>h</sub>) e  $\pm 0,73$  dB (Z<sub>dr</sub>) foi encontrado. Contudo, a comparação com outros métodos de correção (isto é, com o método Extended Kalman Filter) demonstrou um melhor desempenho. Em relação ao erro associado à determinação do offset de Z<sub>dr</sub> os resultados de Sakuragi e Biscaro (2012) sugeriram um desvio padrão de aproximadamente  $\pm 0,3$  dB nas estimativas desta correção. Recentemente Oliveira et al. (2015) realizaram uma intercomparação entre as estimativas de precipitação pelo radar e aquelas provenientes de vários pluviômetros durante a campanha CHUVA-Vale. Os autores observaram uma correlação alta (~ 0,8) e um bias baixo (-0,01 mm h<sup>-1</sup>) para os 5 meses da campanha. Embora estes erros sejam intrínsecos a estas medidas, eles são relativamente aceitáveis para os propósitos desta pesquisa.

Diferentemente das incertezas supracitadas, os erros associados aos efeitos de ressonância e NBF são mais difíceis de contabilizar. Tipicamente efeitos de ressonância afetam  $Z_{dr}$  e  $\rho_{hv}$  na camada de fase quente das nuvens (temperaturas mais quentes que 0 °C). Valores anômalos de Z<sub>dr</sub> altos e valores de p<sub>hy</sub> baixos tipicamente são efeitos da interferência das ondas eletromagnéticas refletidas entre os lados das gotas grandes (RYZHKOV; ZRNIC, 2005). Por outro lado, NBF tendem a diminuir os valores de K<sub>dp</sub> (RYZHKOV; ZRNIC, 2005; RYZHKOV, 2007). Em adição os resultados apresentados por Gosset (2004) e Ryzhkov (2007) sugerem que os efeitos do NBF tendem a aumentar em função da largura do feixe e da taxa de precipitação não uniforme dentro do feixe do radar. No entanto, a relativamente largura do feixe pequena (1,3 °) do radar e a limitação de distância máxima (< 60 km) aplicada nesta pesquisa visaram diminuir os efeitos do NBF. Para podermos ter uma idéia do valor da correção aplicada ao Z<sub>dr</sub> (devido a atenuação diferencial), calculou-se a diferença dos *PPI's* de Z<sub>dr</sub> entre os dados corrigidos (nível 1) e não corrigidos (nível 0), para as etapas 2 (Figura 3.3a) e 3 (Figura 3.3b) desta pesquisa. Ambas etapas apresentam correções de aproximadamente 0,2 dB, no entanto a etapa 1 apresentou uma correção máxima de aproximadamente 8,7 dB, equanto na etapa 3 a correção máxima é de aproximadamente 6,2 dB. Embora estes erros sejam considerados nas discussões dos resultados deste estudo, ainda é difícil de eliminá-los totalmente dos dados utilizados.



Figura 3. 3 - Frequência relativa (%) da diferença entre o dado de Z<sub>dr</sub> corrigido (nível 1) e não corrigido (nível 0) por elevação, considerando as tempestades estudadas na (a) etapa 2 e (b) etapa 3 deste trabalho.

#### 3.2.2. Dados de Relâmpagos

As descargas elétricas emitem energia eletromagnética que pode ser observada e detectada em várias frequências do espectro eletromagnético entre elas: *Extremely Low Frequency* (*ELF*, ~1 KHz), *Very Low Frequency* (VLF, 3-30 KHz), *Low Frequency* (LF, 30-300 KHz), *High Frequency* (HF, 3-30 MHz) e *Very High Frequency* (VHF, 30-300 MHz). Cada faixa de frequência corresponde a emissões de radiação proveniente de momentos ou partes específicas do canal do relâmpago. Por exemplo, as descargas elétricas se propagam em passos discretos em direção ao solo, como se fossem pequenos 'pacotes de radiação' emitindo máxima potência em VHF. Com esta propagação dá-se início a formação do canal precursor (*stepped leader,* do inglês); estando estes 'pacotes de radiação' na dianteira deste canal. Estes 'pacotes de radiação' são comumente denominados de <u>fontes de VHF</u> referindo-se a cada uma destas emissões discretas que as descargas elétricas

emitem ao se propagar na atmosfera. Assim redes que operam nesta faixa de frequência (VHF, 30-300 MHz, por exemplo a SPLMA) são capazes de detectar descargas elétricas NS e IN, além de possibilitarem o monitoramento em três dimensões de cada uma das etapas destas descargas. Sendo assim, é possível ser realizada a reconstrução do canal das descargas desde a sua formação no interior das tempestades até próximo ao solo. Em contrapartida, a potência da radiação emitida nesta faixa de frequência é relativamente mais baixa que para as demais frequências (Figura 3.4), o que limita a distância máxima ao sensor que estas medições podem ser feitas, sendo de aproximadamente 100-150 km.



Figura 3. 4 - Ilustração das (a) técnicas de localização de relâmpagos e as faixas de frequência de operação e um (b) detalhamento indentificando qual etapa do relâmpago cada faixa esta associada. Fonte: Cummins e Murphy (2009) e Höller et al. (2013).

Sistemas mais recentes que operam em uma faixa de frequência extensa (1 Hz até 12 MHz, por exemplo a rede BrasilDAT) podem detectar ambos relâmpagos IN e NS. Ao atingir o solo estes relâmpagos transportam dezenas de coulombs, os quais são constituídos de vários pulsos de corrente elétrica, também conhecidos como <u>descargas de retorno</u> (*return strokes,* do inglês). Visualmente quando um relâmpago atinge o solo, ele aparenta com a ocorrência de um 'piscar'. A composição destas descargas (*return strokes ou* 'piscares')

representa um <u>relâmpago NS, ou raio (flash,</u> do inglês). Assim, um raio representa o fenômeno completo, desde seu início no interior da tempestade até atingir o solo. O número de descargas de retorno que compõe um raio é denominado <u>multiplicidade</u>. Por fim, as redes mais tradicionais como aquelas que operam em LF (30-300 KHz, por exemplo a rede RINDAT), tem a habilidade de detectar as descargas de retorno, principalmente do tipo NS, uma vez que a máxima potência da radiação emitida por elas encontra-se nesta faixa de frequência (RAKOV; UMAN, 2003). Nestas frequências a radiação eletromagnética propaga-se próximo ao solo e possui um alcance maior (até ~400 km) em relação as redes que operam na frequência de VHF.

Na seção seguinte serão apresentadas em detalhes os dados de cada rede de relâmpagos utilizado neste estudo que são: São Paulo *Lightning Mapper Array* (SPLMA; BAILEY et al., 2014), Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT; NACCARATO et al. ,2012) e a Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT).

#### 3.2.2.1. Rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA)

A avaliação da estrutura elétrica das nuvens foi realizada utilizando dados fornecidos pela São Paulo *Lightning Mapper Array* (SPLMA). A SPLMA esteve operando durante a campanha CHUVA-Vale e forneceu a distribuição em três dimensões das fontes emitidas em VHF pelas descargas de retorno. As informações utilizadas compreendem basicamente a data e localização (em latitude, longitude e altura) das fontes. A rede foi composta por 12 sensores instalados próximos à região metropolitana de São Paulo operando na frequência dos canais de televisão 8 (180-186 MHz) e 10 (192-198 MHz). A rede SPLMA foi desenvolvida pelo *New Mexico Institute of Mining and Technology* e instalada através de um esforço conjunto entre a *National Aeronautics and Space Administration (NASA), University of Alabama in Huntsville*, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Universidade de

São Paulo (USP) (BAILEY et al., 2014). Os dados utilizados foram o nível 1 b. Importante salientar que neste nível de processamento existiram duas fontes de ruídos sistemáticas durante a campanha: uma estação de TV canal 9 (-46,6830S e -23,5438W) e uma estação de rádio (-46.8245S e -23.608W) localizadas na cidade de São Paulo. Estas fontes estavam fora da área alvo do presente estudo (não sendo preciso filtrá-las dos dados), assim seus efeitos foram mínimos sobres as estatísticas obtidas e apresentadas neste trabalho. Simulações teóricas baseadas no trabalho de Koshak et al. (2004) indicaram uma precisão de localização de aproximadamente 0,1-1,0 km e 0,5-1,0 km para a distância e altura das fontes de VHF próximo ao centro do radar, respectivamente. Um maior detalhamento da SPLMA pode ser encontrado em Bailey et al. (2014). A Figura 3.1 mostra a localização dos sensores da SPLMA (círculos na cor vermelha).

# 3.2.2.2. Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)

Foram utilizados dados de ocorrência de descargas de retorno fornecidas pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) durante a campanha CHUVA-Vale. A rede BrasilDAT é uma rede integrada de detecção de descargas de retorno IN e NS que emprega a tecnologia desenvolvida pela *EarthNetworks*. Os sensores da rede utilizam o método *time-of-arrival* (TOA) para detecção das descargas de retorno e operam na faixa de frequência entre 1 Hz e 12 MHz. Durante a campanha do CHUVA-Vale a BrasilDAT foi composta de 56 sensores cobrindo 11 estados da região sudeste, sul, centrooeste e parte da região nordeste do Brasil (NACCARATO et al., 2011). Durante o período de estudo sensores adicionais foram instalados próximos à cidade de São Paulo com o objetivo de aumentar a eficiência de detecção da rede na área da campanha do CHUVA-Vale. As informações utilizadas neste estudo constituem-se na data e localização, polaridade (discriminação em positiva e negativa) e pico de corrente das descargas de retorno IN e NS. Estes dados foram todos reprocessados pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE, gerando o nível 1 b desta base de dados. Uma avaliação preliminar da qualidade dos dados da BrasilDAT para alguns casos ocorridos durante o projeto CHUVA-Vale pode ser encontrada em Naccarato et al. (2012).

## 3.2.2.3. Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT)

Dados da Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT) foram utilizados para intercomparação e testar a viabilidade do uso dos dados da rede BrasilDAT. A RINDAT é uma rede bem estabelecida no Brasil desde 1998 empregando atualmente 36 sensores com tecnologia desenvolvida pela Vaisala cobrindo principalmente a região sudeste do Brasil. Esta é uma rede híbrida composta por diferentes sensores (LPATS, IMPACT, LS7000 e LS7001) que operam com tecnologias diferentes. Por exemplo, alguns utilizam o método TOA, outros utilizam uma combinação do TOA e do método direction magnetic finder (MDF) para detecção das descargas de retorno, operando na faixa de LF entre 100 kHz e 400 kHz, além de outras diferenças construtivas. A principal informação fornecida pela RINDAT é a data, localização e pico de corrente das descargas de retorno NS. Durante a campanha do CHUVA-Vale sensores adicionais LS7000 e LS7001 ainda estavam em instalação, assim a rede RINDAT não foi capaz de fornecer informações precisas sobre os relâmpagos IN (NACCARATO; PINTO Jr., 2011). Estes dados foram todos reprocessados pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE, gerando o nível 1 b desta base de dados.

#### 3.3. Metodologia

# 3.3.1. Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"

Nesta etapa foi realizada uma avaliação da distribuição espacial e temporal das fontes de VHF, descargas de retorno IN e NS e da precipitação durante o

período de estudo. O objetivo foi verificar o padrão da distribuição espacial das descargas de retorno assim como as limitações do campo de precipitação do radar para delimitar a melhor região a ser empregada nas etapas seguintes. A resolução original gerada para o campo de precipitação foi de 200 m, e a partir dela foram produzidos grades degradadas (utilizando o método de interpolação linear) nas resoluções de 400 e 800 m para definir a grade melhor a ser utilizada. Foi encontrado que a grade de 800 m seria a mais adequada para o presente estudo, além desta resolução não minimizar de forma significativa a amostragem devido ao curto alcance do radar (100 km de raio). Portanto os Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) em 2 km de altura de precipitação das imagens de radar originalmente gerados com 200 m de resolução foram degradados para a grade atual (800 x 800 m<sup>2</sup>). Arguivos binários da quantidade de fontes de VHF, descargas de retorno NS positivas e negativas, e de descargas de retorno IN foram produzidos na mesma resolução. Assim foram realizados acumulados totais e mensais para a precipitação e para as variáveis associadas a atividade elétrica supracitadas.

# 3.3.2. Segunda Etapa: "Assinaturas de Radar Polarimétrico em Função das Categorias de Atividade Elétrica"

Nesta etapa foi caracterizado o comportamento das assinaturas das variáveis polarimétricas em função de categorias discretas de relâmpagos. Para isto foi criado uma base de dados de perfis polarimétricos do radar acoplados com as fontes de VHF da SPLMA. Como primeiro passo as fontes de VHF foram acumuladas durante o intervalo de tempo (~ 4 min) das imagens volumétricas do radar. Esta informação incluiu a latitude, longitude e altura de cada fonte ocorrida durante cada varredura volumétrica do radar. No passo seguinte os dados volumétricos do radar e as informações das fontes de VHF foram transformados para uma grade cartesiana tridimensional (doravante referido como cubo 3D). Este cubo 3D cobriu uma região entre 15 e 60 km do radar e foi limitada pelos azimutes de 180 ° e 270 ° (Figura 3,5; região a oeste do radar

destacada na cor cinza). Baseado nos resultados da etapa anterior (seção 3.3.1), uma resolução de 800 m por 800 m na horizontal e 500 m na vertical foi empregada para cada *pixel* do cubo 3D, representando 29 níveis verticais entre 1 e 15 km de altura. A máxima distância utilizada de 60 km visou minimizar os efeitos de atenuação do radar, enquanto o range de azimute pré-selecionado (180 ° e 270 °, terceiro quadrante do radar) garantiu que uma região com boa eficiência de detecção da rede SPLMA foi selecionada. Em contrapartida, a mínima distância empregada (15 km) visou eliminar aquelas tempestades com baixo topo, devido à baixa altura do feixe próximo ao radar. Importante salientar que as dimensões definidas para os *pixels* do cubo 3D (isto é, 800 m x 800 m) são consistentes com o erro de localização estimado da SPLMA (< 1 km, veja seção 3.2.2.1.) próximo ao radar e a baixa resolução vertical do radar para a varredura nas elevações mais altas.



Figura 3. 5 - Região da campanha CHUVA-Vale destacando a área do radar selecionada (em cor cinza) para a segunda etapa desta pesquisa. Os sensores da SPLMA são representados por círculos na cor vermelha.

No passo seguinte os dados volumétricos do radar foram combinados com o cubo 3D considerando o método do vizinho mais próximo. Quando mais de um bin do radar foi alocado para um mesmo pixel do cubo 3D, aquele bin com a refletividade maior e os associados valores de  $Z_{dr}$ ,  $K_{dp}$  e  $\rho_{hv}$  foram extraídos. Este procedimento pode ser considerado mais apropriado do que o uso do valor médio devido ao fato que centros convectivos intensos com refletividade alta são mais tipicamente associados com convecção intensa (isto é, fortes correntes ascendentes, hail e relâmpagos) (GATLIN; GOODMAN, 2010; SCHULTZ et al., 2011). Assim, a utilização do valor de refletividade maior como referência permite que aquele bin mais associado à ocorrência de relâmpagos fosse selecionado. Do mesmo modo dos dados volumétricos do radar, as fontes de VHF foram alocadas ao cubo 3D (isto é, através do método do vizinho mais próximo). Para facilitar a interpretação física dos resultados, perfis de temperatura (em °C) foram utilizados como coordenada vertical padrão ao invés de níveis de altura (em km). A Figura 3.6 mostra que existe pouca variabilidade diurna nos perfis de temperatura. Assim, como a maioria das radissondagens foram realizadas as 12 UTC (um total de 49 radissondagens), foi escolhido as radissondagens deste horário para a produção dos perfis de temperatura utilizados neste estudo. A altura média da camada de derretimento para a campanha CHUVA-Vale foi de aproximadamente 4,4 km.



Figura 3. 6 - Perfis de temperatura das radiossondagens realizadas entre os meses de novembro e dezembro de 2011 da campanha CHUVA-Vale no sítio IAE às (a) 00 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC e (d) 18 UTC.

Um total de 10 mil varreduras volumétricas do radar foram processadas e nove milhões de perfis verticais foram gerados. A Figura 3.7 mostra um exemplo de *PPI* na elevação de 7,8 ° utilizado para produzir as análises de (a)  $Z_h$ , (b)  $Z_{dr}$ , (d)  $K_{dp}$ , (e)  $\rho_{hv}$  e a (e) distribuição das fontes de VHF para as tempestades ocorridas em 17 de janeiro de 2012 às 15:54 UTC. Os resultados mostram que regiões com frequência de fontes alta são localizadas entre as camadas de -10 ° e -25 °C dessas tempestades, próximo ao cento convectivo com refletividade moderada (> 40 dBZ),  $Z_{dr}$  negativo (-0,5 dB),  $K_{dp}$  positivo (+1-2 ° km<sup>-1</sup>) e  $\rho_{hv}$  moderada (> 0.85).



Figura 3. 7 - Imagem do PPI em 7,8° de elevação para as tempestades que ocorreram em 17 de janeiro de 2012 às 15:54 UTC para (a) refletividade horizontal Z<sub>h</sub> (dBZ), (b) refletividade diferencial Z<sub>dr</sub> (dB), (c) fase diferencial específica K<sub>dp</sub> (° km<sup>-1</sup>) e (d) coeficiente de correlação p<sub>hv</sub>. A distribuição das fontes é mostrada na subfigura (e) como pontos na cor roxa e as tempestades são representadas pelo contorno na cor cinza. Estas fontes representam todas aquelas ocorridas dentro do intervalo de escaneamento do radar, não importando a altura das fontes. As isotermas de 0, -10 and -25 °C são representadas pelos círculos tracejados.

Para avaliar o comportamento dos perfis verticais de precipitação em função das categorias de fontes de VHF foi determinado o número total de fontes em cada coluna do cubo 3D. Este procedimento representa o número de fontes ocorrendo numa área de 800 m por 800 m numa coluna vertical até 15 km de

altura durante 4 min. A Figura 3.8 mostra que a frequência relativa de eventos diminui logaritmicamente com o número de fontes da coluna vertical. Uma distribuição similar foi observada por Pessi e Businger (2009) para os relâmpagos detectados pelo sensor Lightning Image Sensor (LIS). Esta distribuição de probabilidade sugeriu dividir as fontes em intervalos logaritmos como: 6<sup>n</sup> e 6<sup>n+1</sup>, 6<sup>n+1</sup> e 6<sup>n+2</sup>, e etc., sendo n um número inteiro. Este procedimento visou criar categorias de fontes com semelhante quantidade de eventos. Baseado nesta divisão logarítmica foi definido quatro categorias de frequência de fontes de VHF: (i) sem fontes (0 fontes); (ii) baixa (1-5 fontes); (iii) moderada (6-35 fontes) e (iv) alta (36-216 fonte) frequência de fontes. Estas categorias são doravante denominadas "SVHF", "BAIXA", "MOD" e "ALTA", respectivamente. As análises seguintes foram realizadas baseadas na técnica de Contoured Frequency by Altitude Diagrams (CFADs) (YUTER; HOUZE, 1995) para as categorias de fontes de VHF. A estrutura vertical dos perfis foram divididas em fase quente, mista e fria e as análises de "box e whiskers" foi aplicada para aumentar a significância estatística e identificar as principais diferenças entre as regiões dos perfis verticais. Via de regra as discussões destas análises serão baseadas nas características das tempestades para as camadas verticais definidas como: camada de fase quente (abaixo de 0 °C), mista (entre 0 ° e -40 °C) e fria (entre -40 ° e -65 °C).


Figura 3. 8 - Frequência relativa (linha em cor preta, %) e acumulada (linha em cor vermelha, %) de fontes de VHF (#fontes X (800 X 800 m<sup>2</sup> X 4 min)<sup>-1</sup>) fornecidos pela SPLMA.

### 3.3.3. Terceira Etapa: "Caracterização das Tempestades Compactas/Isoladas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo"

Esta etapa da pesquisa visou identificar as características físicas do primeiro relâmpago NS em tempestades compactas e avaliar como a assinatura polarimétrica evolui até o momento do primeiro relâmpago NS. Doravante o termo "tempestade compacta" será referido como pequenas células precipitantes isoladas (isto é, que possuem diâmetros menores que 20 km) identificadas pelo radar e que produziram algum tipo relâmpago (intra-nuvem ou nuvem-solo) ao longo do ciclo de vida. A grande vantagem de estudar este tipo de tempestade é que elas são a mais simples representação física do desenvolvimento inicial das nuvens e permitem avaliar os relâmpagos associados a centros de cargas elétricas o mais compacto possível. As tempestades foram identificadas manualmente através dos dados volumétricos

na forma de PPIs. A iniciação das tempestades foi considerada como o momento em que a refletividade maior que 20 dBZ em níveis de temperaturas mais frias que 0 °C (altura da isoterma foi estimada com base nas radiossondagens realizadas às 12 UTC durante a campanha CHUVA-Vale) foi pela primeira vez detectada. Este procedimento aumentou a probabilidade de identificar ecos de radar que possivelmente evoluíram para tempestades com potencial de produzir relâmpagos (KNIGHT; MILLER, 1993). Para reduzir os efeitos de atenuação, apenas tempestades ocorridas entre 15 e 70 km de distância do radar foram selecionadas. Além disso, estes casos não apresentaram outra célula precipitante obstruindo o caminho entre a tempestade alvo e o radar. Uma adicional limitação foi utilizar apenas tempestades que iniciaram espontaneamente (isto é, não nasceram como resultado da divisão de outra tempestade) e que não se uniram a outra tempestade até o momento do primeiro relâmpago NS. Baseado nos trabalhos de Machado e Laurent (2004) e Mattos e Machado (2011) este procedimento assegura que o crescimento inicial foi devido à própria dinâmica interna das tempestades. Devido ao fato dessas tempestades serem isoladas e não haver nenhuma outra tempestade entre ela e o radar (o que minimiza os efeitos de atenuação), considerou-se um range de distância ao radar maior em relação ao aplicado na segunda etapa deste trabalho (seção 3.3.2.), como observado na Figura 3.5 (entre 15 e 60 km) e Figura 3.9 (entre 15 e 70 km). Esta estratégia visou também aumentar o número de tempestades a serem estudadas. Assim, um total de 53 tempestades foram identificadas e analisadas através deste procedimento. A Figura 3.9 mostra a localização das tempestades analisadas nesta etapa.

O próximo passo foi combinar às informações de relâmpagos ao longo do ciclo de vida das tempestades selecionadas. Para tanto, inicialmente as descargas de retorno (*return stroke*, do inglês) da BrasilDAT foram agrupadas em relâmpagos (*flashes*, do inglês). Para algumas tempestades que ocorreram próximo ao centro da rede SPLMA (< 30 km) as fontes destas tempestades

foram agrupadas também em relâmpagos. Baseado nos trabalhos de McCaul Jr. et al.(2009), Goodman et al. (2005) e Nelson (2002) uma resolução temporal e espacial de 0,5 segundos e 20 km foram utilizadas para este acoplamento, respectivamente. Este critério espacial para agrupar as descargas de retorno é consistente com o pequeno tamanho das tempestades em análise (< 20 km). Como nesta etapa o interesse foi no ciclo de vida das tempestades e sabendo que o radar produziu dados volumétricos a cada 6 min, foi utilizado este intervalo de tempo para contabilizar os relâmpagos para cada tempestade. O uso deste intervalo de tempo permite termos uma continuidade temporal da distribuição de relâmpagos durante o ciclo de vida das trempestades. Em contrapartida, na segunda etapa (seção 3.3.2.) deste trabalho usou-se 4 min ao invés de 6 min, pois estávamos interessados no exato intervalo de tempo que o escaneamento volumétrico ocorreu. Importante lembrar que a estratégia do radar foi configurada para realizar uma varredura volumétrica durante 4 min e dois RHI's e uma varredura em 89 ° em aproximadamente 2 min. Por fim, os limites da área das tempestades foram determinados pelos ângulos azimutes e isolinas de distância ao radar mais próximo a borda das tempestades. Este procedimento assegurou que a maioria dos relâmpagos IN e NS (discriminado em polaridade positiva e negativa) foram incluídas na área da tempestade.

As análises estatísticas seguintes foram focadas nas propriedades polarimétricas detectadas entre o primeiro eco de radar e o primeiro relâmpago NS. Na primeira seção desta etapa foram caracterizadas as propriedades físicas do primeiro relâmpago NS como: multiplicidade, intervalo de tempo entre as descargas de retorno e pico de corrente. Na segunda seção avaliou-se a evolução das assinaturas polarimétricas das variáveis: Z<sub>h</sub>, Z<sub>dr</sub>, K<sub>dp</sub> e p<sub>hv</sub> desde o primeiro eco de radar até o momento de ocorrência do primeiro relâmpago NS. Para isto a refletividade máxima das tempestades para cada PPI e para cada passo do ciclo de vida foi determinada e o coincidente valor de Z<sub>dr</sub>, K<sub>dp</sub> e  $\rho_{hv}$  foi extraído. Para quantificar a significância estatística desses resultados, análises de "box e whiskers" foram realizadas. Apresentado lado-a-lado este

procedimento visou identificar as principais diferenças entre as assinaturas polarimétricas das diferentes etapas do ciclo de vida das tempestades. Análises da relação de dispersão entre Z<sub>h</sub>, Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub> foram computadas e análises de *'time-height plots'* identificaram a evolução temporal dos principais parâmetros de radar associados à ocorrência de relâmpagos. Na terceira subseção desta etapa as fontes de VHF da SPLMA foram utilizadas para identificar as principais regiões de iniciação e propagação do primeiro relâmpago IN e NS. Além disso, foi avaliado a relação destas regiões de iniciação de relâmpagos e as assinaturas polarimétricas fornecidas pelo radar. Via de regra as discussões destas análises serão baseadas nas características das tempestades para as camadas verticais definidas como: camada de fase quente (abaixo de 0 °C), mista (entre 0 ° e -40 °C) e fria (entre -40 ° e -65 °C).



Figura 3. 9 - Localização das 53 tempestades (asteriscos) no momento do primeiro relâmpago NS analisadas na terceira etapa deste trabalho. Destaca-se a localização do radar banda X (triângulo na cor cinza) e das redes SPLMA (círculos na cor vermelha) e BrasilDAT (estrelas na cor azul).

### **4 RESULTADOS**

# 4.1. Primeira Etapa: "Avaliação das Características Gerais dos Relâmpagos e da Precipitação Durante o Período de Estudo"

Nesta seção será apresentada a caracterização da distribuição espacial e temporal das descargas de retorno e precipitação na região de estudo para os cinco meses da campanha do CHUVA-Vale.

#### 4.1.1. Caracterização Média Total da Precipitação e Atividade Elétrica

Como parte inicial do estudo proposto sobre a eletrificação de tempestades, foi avaliada nesta etapa o comportamento espacial da precipitação e da atividade elétrica para o período total da camapnha CHUVA-Vale (novembro de 2011 à janeiro de 2012) sobre a região de estudo. Nesta etapa buscou-se avaliar se alguma delimitação em relação à área onde o estudo esta centrado deveria ser realizada e aplicada para as etapas seguintes desta pesquisa. Além disso, pretendeu-se caracterizar o comportamento geral da precipitação e atividade elétrica, para a avaliação da possível existência de padrões espaciais.

As Figuras 4.1a-f mostram o acumulado total de precipitação (Figura 4.1a), a densidade de fontes de VHF (Figuras 4.1b), relâmpagos IN e NS negativos (Figuras 4.1c-d), relâmpagos NS positivos (Figura 4.1e), assim como o pico de corrente médio dos relâmpagos NS negativos (Figura 4.1f). De maneira geral a distribuição de fontes de VHF e relâmpagos NS e IN estão em sinergia apresentando máximos próximos a São Paulo, Campinas e regiões adjacentes. Estes valores foram de aproximadamente 4000-7000 fontes, 60 descargas de retorno IN e acima de 10 descargas de retorno NS negativas. O efeito urbano (hipótese do aerossol e ilhas de calor) combinado com as circulações de mesoescala são fatores importantes a serem considerados na análise dessas características (NACCARATO et al., 2003; FARIAS et al., 2009, MORALES et

al., 2010). No entanto, estas hipóteses necessitam de um maior aprofundamento para definir a influência desses fatores na complexa interação de escalas e processos das tempestades. Por outro lado, a precipitação (Figura 4.1a) apresenta uma moderada relação com a atividade elétrica até uma distância de 50-60 km na direção oeste, após essa distância nota-se uma forte atenuação do radar. A inexistência de precipitação a oeste e a noroeste do radar, deve-se a ocorrência de eco de terreno associado a Serra da Mantiqueira.

Outra característica marcante é a existência de uma faixa de moderada atividade elétrica e de precipitação entre a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar. Esta característica já bastante conhecida deve-se em parte ao efeito combinado da forçante dinâmica promovida por ambas as cadeias montanhosas, brisa marítima, efeito dos aerossóis proveniente da queima de combustível dos veículos automotivos na rodovia Presidente Dutra entre outros fatores. Entretanto, para um maior detalhamento a respeito destes fatores, seria necessário avaliar a distribuição espacial da eficiência de detecção das redes de relâmpagos e a atenuação do radar. Como mencionado, este resultado sugere que a parte oeste do radar seria a região mais adequada para combinar em sinergia as variáveis provenientes do radar com aquelas das redes de relâmpagos para as próximas etapas deste trabalho.

As descargas de retorno NS positivas (Figura 4.1e) apresentaram uma menor concentração, porém mais homogênea sobre a região de estudo em relação as descargas de retorno negativas. Um pequeno acréscimo de sua ocorrência é observado na região oeste do radar em detrimento das demais áreas. Ao observar o comportamento do pico de corrente dos relâmpagos NS negativos (Figura 4.1f) e positivos (não mostrada) nota-se que não existe relação entre o valor do pico de corrente com a localidade das tempestades dentro desta região do radar.



Figura 4. 1 - Distribuição espacial durante o período de estudo (Novembro/2011 à Dezembro/2012) em (800 X 800 m<sup>2</sup> X 5 meses)<sup>-1</sup>: (a) do CAPPI de precipitação em 2 km de altura proveniente do radar banda X, e das (b) fontes de VHF da SPLMA, (c) descargas de retorno IN, (d) descargas de retorno NS negativa, (e) descargas de retorno NS positiva e (f) pico de corrente (em kA) das descargas de retorno NS negativas fornecidas pela rede BrasilDAT.

#### 4.1.2. Caracterização Mensal da Precipitação e Atividade Elétrica

Como observado na etapa anterior à distribuição da atividade elétrica e da precipitação na área de estudo possue limitações e apresentam correlação apenas em algumas regiões. Assim para um maior detalhamento será analisada nesta etapa o ciclo mensal destas características. A Figura 4.2 mostra a distribuição espacial da precipitação (em mm mês<sup>-1</sup>) para cada um dos meses do período de estudo.

De maneira geral observa-se um padrão definido de precipitação com inclinação sudoeste-nordeste para todos os meses. De fato fica evidente mais uma vez a ação da circulação de brisa, as forçantes dinâmicas associadas as cadeias montanhosas, entres outros fatores para este padrão de precipitação. O mês de janeiro apresenta os maiores acumulados de precipitação (acima de 300 mm mês<sup>-1</sup>) e uma distribuição bastante homogênea da precipitação. O mês de dezembro também mostra uma distribuição espacial bem distribuída, porém apresenta um máximo de precipitação em torno de 220 mm mês<sup>-1</sup>. Por outro lado, os meses de fevereiro e março, apresentam núcleos de precipitação mais dispersos, porém ainda concentrados preferencialmente sobre o Vale do Paraíba com máximo em torno de 200 mm mês<sup>-1</sup>. O mês de novembro apresentou fraca e isolada ocorrência de precipitação com valores máximos não ultrapassando os 150 mm mês<sup>-1</sup> e concentrados próximo ao radar e no fundo do Vale do Paraíba (região ao norte do Vale).



Figura 4. 2 - Distribuição espacial mensal do CAPPI em 2 km de precipitação (milímetros X (800 X 800 m<sup>2</sup> X mês)<sup>-1</sup>) proveniente do radar banda X para (a) novembro, (b) dezembro, (c) janeiro, (d) fevereiro e (e) março.

A Figura 4.3 mostra a precipitação média mensal em (milímetros X (800 X 800 m<sup>2</sup> X mês)<sup>-1</sup>), considerando a área do radar limitada em 60 km. Observa-se que janeiro foi o mês mais chovoso (~150 mm mês<sup>-1</sup>), porém com grande variabilidade neste valor, o que demonstra uma certa variabilidade espacial na

distribuição da precipitação dentro da área do radar. Por outro lado, novembro foi o mês com a menor taxa de precipitação (< 50 mm mês<sup>-1</sup>). De fato, os cinco meses que compreendem estas análises ocorreram em um período chuvoso atípico. Além disso, no mês de novembro a ocorrência de padrões de bloqueio desfavoreceu a formação de tempestades organizadas. Assim uma predominância de tempestades isoladas foi observada durante o período de estudo. Entretanto no mês de janeiro, aparentemente esse padrão de bloqueio foi quebrado e considerável parte do total de precipitação ocorreu neste mês. Alguns casos de tempestades isoladas estiveram associados à ocorrência de hail e downburst em janeiro e fevereiro (alguns casos são descritos em ALBRECHT et al., 2013). A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), conhecida tradicionalmente por causar siginificativos acumulados de precipitação, também esteve entre os fenômenos atuantes no final do período do experimento, o que ocasionou precipitação acima da média, porém de intensidade menor.



Figura 4. 3 - Precipitação média mensal (milímetros X (800 X 800 m<sup>2</sup> X mês)<sup>-1</sup>) baseada no CAPPI de 2 km e considerando a máxima distância de 60 km ao radar.

Figura 4.4 mostra a distribuição espacial das fontes de VHF para os meses em análise. O padrão comum observado é uma concentração de fontes substancialmente maior entre o centro e a borda esquerda do radar, com uma diminuição na direção leste desta região. Apesar de este padrão evidenciar alta atividade elétrica próxima a região metropolitana de São Paulo e partes do Vale do Paraíba, este padrão de distribuição também evidencia uma dependência em função da geometria da rede, e como consequência da eficiência de detecção da SPLMA. Importante ressaltar que alguns sensores ainda estavam sendo instalados no mês de dezembro, o que poderia implicar numa menor ocorrência de fontes de VHF em novembro em relação aos demais meses sobre a borda leste do radar.

Apesar das limitações expostas anteriormente nota-se que a variabilidade espacial mensal é bem representada. O mês de janeiro, por exemplo, apresenta a mais intensa e esparsa distribuição espacial de fontes, com um máximo de 4000 fontes próximo a São Paulo e de 500 fontes numa distância de 50 km a oeste do radar. Em seguida o mês de fevereiro também apresenta uma área com mais de 500 fontes, embora menor que o mês de janeiro, porém os máximos acima de 750 fontes apresentam áreas maiores. Estes resultados evidenciam que em fevereiro as tempestades próximas a São Paulo foram mais eficientes na produção da atividade elétrica. Além disso, a ocorrência de tempestades mais locais também poderia promover este aumento no máximo de fontes em escala local. Os meses de dezembro e março apresentam uma distribuição espacial semelhante. Alguns aglomerados de máximos (acima de 400 fontes) são observados numa distância de 50 km do radar, o mesmo sendo notado próximo a São Paulo. Por fim, o mês de novembro possui uma distribuição de fontes de VHF mais fraca em relação aos demais meses, com o máximo próximo a São Paulo não excedendo 500 fontes. Importante salientar que as regiões de máxima ocorrência de fontes próximo a São Paulo observadas em todos os meses, pode sofrer com os ruídos provenientes de

duas antenas nesta região. Possivelmente, estes ruídos tem uma contribuição no aumento do número de fontes para esta região.

De maneira bastante nítida esta análise demonstra a necessidade de cautela ao trabalhar com os dados da rede SPLMA. Assim, embora seja observado uma relação com os campos de precipitação e com as características meteorológicas locais, a delimitação da região no quadrante inferior esquerdo assegura a escolha de uma área com quase homogênia eficiência de detecção da rede, e consequentemente uma maior precisão dos dados da SPLMA para o desenvolvimento desta pesquisa.





Figura 4. 4 - Distribuição espacial mensal de fontes de VHF (#fontes X (800 X 800 m<sup>2</sup> X mês)<sup>-1</sup>) proveniente da rede SPLMA para os meses de (a) novembro, (b) dezembro, (c) janeiro, (d) fevereiro e (e) março.

(continua)



Figura 4.4 - Conclusão.

A atividade das descargas de retorno IN (Figuras 4.5a-e) estão em sinergia com a distribuição espacial observada para as fontes de VHF. Estas descargas de uma maneira geral ocorrem em pequenos aglomerados de atividade elétrica intensa e são concentrados no lado oeste do radar e sobre o Vale do Paraíba. Nota-se que janeiro apresenta a mais intensa atividade elétrica apresentando máximos em torno de 65 ocorrências, enquanto fevereiro apresenta uma quantidade menor de ocorrências e com um deslocamento dos núcleos mais intensos para próximo de São Paulo. Este deslocamento do máximo de ocorrência para oeste do radar também foi observado na distribuição de fintes de VHF (Figura 4.4d). Os meses de dezembro e março possuem uma distribuição mais esparsa de decreagas de retorno IN com máximos em torno de 50 ocorrências. Conforme discutido o mês de novembro apresenta irrisória ocorrência de atividade elétrica comparada aos demais meses.



**Figura 4. 5** - Distribuição espacial mensal das descargas de retorno IN (#IN X (800 X 800 m<sup>2</sup> X mês)<sup>-1</sup>) proveniente da rede BrasilDAT para os meses de (a) novembro, (b) dezembro, (c) janeiro, (d) fevereiro e (e) março.

A distribuição das descargas de retorno NS negativas (Figura 4.6) mostra-se semelhante daquelas IN (Figura 4.5). O mês de janeiro como esperado apresenta as maiores ocorrências na área de estudo como um todo, evidenciando ainda três regiões com máximos de atividade elétrica acima de 10 ocorrências, próximas as cidades de São Bernardo do Campo e São Caetano do Sul, São Paulo e ao sul de Atibaia, respectivamente. Além disso, algumas regiões menores de atividade elétrica mais intensa também são observadas sobre o Vale do Paraíba próximo a cidade de Taubaté. Em contrapartida, no mês de fevereiro, a concentração da atividade elétrica é mais centrada sobre a região metropolitana de São Paulo e adjacências, com picos de ocorrência nas vizinhanças destes centros. Os meses de março e dezembro apresentam ainda ocorrências centradas sobre o Vale do Paraíba próxi paulo e regiões ao Sul e aglomerados isolados de menor intensidade sobre o Vale do Paraíba.

O mês de novembro (Figura 4.6a) o qual foi atípico do ponto de vista da precipitação também o foi com relação à atividade das descargas de retorno NS negativas. Observa-se que aglomerados bem definidos de intensa ocorrência de descargas ocorrem sobre o setor oeste do radar e em uma linha bem definida de menor intensidade sobre o Vale do Paraíba. Estas características possivelmente estiveram associadas à ocorrência de tempestades isoladas como observado durante a campanha de campo. De maneira geral, estes resultados estão em sinergia com os encontrados na literatura. Mattos (2009), por exemplo, através de uma análise de quatro anos de relâmpagos da RINDAT sem segregar por polaridade observou um máximo de 10 descargas de retorno por km<sup>2</sup> no verão e de 2 descargas de retorno por km<sup>2</sup> na primavera. Em consistência, Naccarato (2005) através de um período maior de dados e analisando as descargas NS por polaridade observou um comportamento semelhante para os relâmpagos negativos nesta região.



Figura 4. 6 - Distribuição espacial mensal das descargas de retorno NS negativas (#NS X (800 X 800 m<sup>2</sup> X mês)<sup>-1</sup>) proveniente da rede BrasilDAT para os meses de (a) novembro, (b) dezembro, (c) janeiro, (d) fevereiro e (e) março.

A Figura 4.7 mostra a distribuição espacial das descargas de retorno NS positivas para o período em análise. A ocorrência destas descargas sobre a região de estudo apresenta-se mais homogênia em relação as negativas (Figura 4.6), sendo que um incremento ínfimo na sua ocorrência são observadas sobre o setor oeste desta área. As ocorrências máximas neste setor encontram-se em torno de 2-3 descargas de retorno, muito menor em relação as negativas (média de 10 descargas de retorno). Esta discrepância é um efeito natural das tempestades que vem sendo observado ao longo de vários anos. Em geral tem sido observado que as descargas de retorno NS das tempestades são predominantemente de polaridade negativa. A altura dos centros de cargas elétricas assim como a diferença microfísica entre áreas convectivas e estratiformes das nuvens seriam as possíveis causas deste efeito. Com relação ao ciclo mensal não há nenhum padrão espacial evidente. As descargas de retorno NS positivas podem ocorrer em qualquer um dos meses em análise (embora o mês de novembro apresenta uma densidade de decargas de retorno menor). A variabilidade espacial e total de ocorrência é muito pequena entre os meses (menos de 25 %) ao contrário do observado para as descargas de retorno negativas (Figura 4.6).



Figura 4. 7 - Distribuição espacial mensal das descargas de retorno NS positivas (#NS X (800 X 800 m<sup>2</sup> X mês)<sup>-1</sup>) proveniente da rede BrasilDAT para os meses de (a) novembro, (b) dezembro, (c) janeiro, (d) fevereiro e (e) março. (continua).



Figura 4.7 - Conclusão.

A Figura 4.8 exemplifica a variabilidade mensal da quantidade total de ocorrência na área de estudo das fontes de VHF (curva na cor preta), descarga de retorno IN (curva na cor azul), descarga de retorno NS negativas (curva na cor laranja) e descarga de retorno NS positivas (curva na cor vermelha). Um rápido crescimento na atividade elétrica é observado até janeiro e um declínio relativamente suave ocorre até março. Uma característica marcante observada nos meses de fevereiro e março, é relacionada a atividade IN que permanece alta. Possivelmente esta característica deva-se a presença de sistemas menos severos como aqueles associados a tempestades estratiformes, com capacidade de propiciar a eletrificação, porém não suficiente para produzir significativa ocorrência de descargas de retorno que saem da tempestade e atingem o solo.



Figura 4. 8 - Total mensal de fontes de VHF (curva na cor preta) proveniente da SPLMA e as descargas de retorno IN (curva na cor azul), descargas de retorno NS negativas (curva na cor laranja) e descargas de retorno NS positivas (curva na cor vermelha) provenientes da BrasilDAT. Todas estas informações foram acumuladas numa área 60 km centrada no radar.

# 4.2. Segunda Etapa: "Características Polarimétricas em Função da Atividade Elétrica de Relâmpagos"

Nesta etapa serão apresentadas e discutidas como a relação entre as variáveis polarimétricas e a frequência de relâmpagos difere para as camadas de fase quente, mista e fria dos perfis de precipitação. Será avaliada também a relação entre a distribuição vertical de fontes de VHF e as assinaturas polarimétricas nos perfis verticais. Os dados empregados nesta etapa são as fontes fornecidas pela SPLMA e as variáveis polarimetricas do radar banda X na região localizada a oeste do radar (localidade com eficiência de detecção razoável da SPLMA e de atenuação reduzida pelo radar).

### 4.2.1. Relação Geral entre as Assinaturas Polarimétricas dos Perfis de Precipitação e as Categorias de Fontes de VHF

Esta subseção apresenta e discute as assinaturas polarimétricas em diversas camadas dos perfis de precipitação em função das categorias de frequência de ocorrência de fontes. A distribuição vertical das variáveis polarimétricas por níveis de altura pode indicar os limiares predominantes das variáveis polarimétricas para as camadas de fase quente, mista e fria. Para isto, a técnica de CFAD proposta por Yuter e Houze (1995) foi utilizada. A Figura 4.9 mostra o CFAD de refletividade (Z<sub>h</sub>) para as quatro categorias de fontes de VHF pré-definidas: SVHF (Fig. 4.9a), BAIXA (Fig. 4.9b), MOD (Fig. 4.9c) e ALTA (Fig. 4.9d). As linhas tracejadas representam os percentis de 10 % e 90 %, enquanto a linha continua indica a mediana.

O campo de refletividade muda bruscamente em função das categorias de fontes. Quando a frequência de fontes aumenta, a distribuição alcança valores altos de Z<sub>h</sub>. Se considerado o percentil de 90 % como referência, observa-se que o perfil inteiro aumenta em média 20 dBZ entre a categoria sem relâmpagos (Figura 4.9a) e aquela com máxima frequência (Figura 4.9d). Adicionalmente, pode ser observado que este aumento é homogêneo para as camadas de fase quente, mista e fria. Por exemplo, para a camada de fase mista os percentis (10 % e 90 %) mudam de 9-29 dBZ (SVHF) para 27-51 dBZ (ALTA), enquanto na fase quente (considerando a isoterma de 5 °C como referência) os valores dos intervalos são relativamente maiores, variando de 11-37 dBZ (SVHF) para 29-55 dBZ (ALTA). Em comparação com os ranges propostos por Dolan and Rutledge (2009) (entre 25 e 59 dBZ) e sabendo que a refletividade é proporcional ao diâmetro a sexta potência dos hidrometeoros, estes resultados sugerem que gotas de chuva grandes são as possíveis responsáveis por esta assinatura em situações de eletrificação intensa das tempestades. Por outro lado, na camada de fase mista a refletividade alta é





Figura 4. 9 - Histograma bidimensional (CFAD) de Z<sub>h</sub> (dBZ) versus níveis de temperatura (°C) para as quatro categorias de fontes: (a) sem (SVHF), (b) baixa (BAIXA), (c) moderada (MOD) e (d) alta (ALTA) frequência de fontes. Os intervalos de classe utilizados são de 2 dBZ e 0,5 km para a refletividade e níveis de altura, respectivamente. As linhas tracejadas representam os percentis de 10 % e 90 % e a linha continua indica a mediana.

A segunda característica observada nos CFADs de refletividade é a suavização da banda brilhante quando a frequência de relâmpagos aumenta. Como tipicamente uma assinatura de banda brilhante não é observada em perfis de precipitação associados a fortes correntes ascendentes, estas características de tempestades convectivas indicam a existência de um forte suporte de água líquida super-resfriada nas situações com frequência de relâmpagos alta (Figura 4.9d). De modo oposto, os perfis de precipitação associados a pouca ou nenhuma ocorrência de relâmpago são tipicamente associados a correntes ascendentes menos intensas, o que provavelmente explicaria o pico acentuado em Z<sub>h</sub> próximo a camada de derretimento (Figura 4.9a).

Embora diversos trabalhos tenham avaliado a relação entre a refletividade e a frequência de relâmpagos (GOODMAN et al., 1989; WILLIAMS, et al., 1989; BUECHLER; GOODMAN, 1990; GREMILLION; ORVILLE, 1999; VINCENT et al., 2004; YANG; KING, 2010; SARAIVA, 2010), ainda existe uma ausência de pesquisas associando o formato e a orientação dos hidrometeoros com a atividade elétrica. Uma variável capaz de inferir sobre estas características é o Z<sub>dr</sub>. Assim a Figura 4.10 mostra o CFAD de Z<sub>dr</sub> em função das categorias de fontes de VHF. A análise desta distribuição mostra dois comportamentos opostos separados pela isoterma de -15 °C quando a frequência de relâmpagos aumenta: (i) uma diminuição e estreitamento da distribuição do Z<sub>dr</sub> na camada de fase mista entre -15 ° e -30 °C e (ii) um deslocamento da distribuição de Z<sub>dr</sub> para valores mais positivos (máximo valores em torno de +6 dB) desde o nível de -15 °C até a camada de fase quente. A primeira característica observada (i) é comprovada notando que os percentis de 10 % e 90 % variam de -0,2/+1,5 dB (SVHF) para -0,3/+0,9 dB (ALTA) entre as isotermas de -15 ° e -30 °C. Esta variabilidade indica que o percentil de 90 % é 0,6 dB menor para a categoria ALTA (Figura 4.10d) em relação à categoria SVHF (Figura 4.10a). Lembrando que a refletividade nesta região (Figura 4.9d) concentrou-se entre 27-51 dBZ, é mais provável a existência de graupel na categoria de ocorrência de relâmpagos máxima em relação à categoria sem relâmpagos. No entanto, a especulação da existência de graupel apenas baseada nas variáveis Z<sub>h</sub> e Z<sub>dr</sub> deve ser considerada com cautela. A razão para isto é que a mistura de hidrometeoros como graupel e agregados grandes, também podem ser uma possível razão para esta assinatura na camada de fase mista.



**Figura 4. 10** - Similar a Figura 4.9, porém para Z<sub>dr</sub> (dB). O intervalo de classe utilizado foi de 0,15 dB. A linha vertical na cor cinza indica o valor de 0 dB.

Em relação à consideração (ii) o percentil de 90 % na camada de fase quente aumenta por um fator de três (de +1,5 dB para +4 dB) na situação de frequência de relâmpagos alta (Figura 4.10d) em relação aos perfis verticais com atividade elétrica menor (Figura 4.10a). Esta observação sugere a existência de gotas de chuva grandes e oblatas nesta região. Baseado nisto, é observado que a camada de fase quente apresenta uma variabilidade grande em função das categorias de fontes em comparação com as camadas de fase mista e fria. No entanto, estas hipóteses precisam ser tomadas com cautela por dois motivos. O primeiro motivo é que a mediana de Z<sub>dr</sub> parece permanecer relativamente constante ao longo dos perfis sem fontes de VHF (Figura 4.10a). Provavelmente a razão para isto poderia ser as incertezas proveniente dos erros do método de correção utilizado para calcular a atenuação diferencial (desvio padrão de  $\pm$ 0,7 dB) e o *offset* de Z<sub>dr</sub> (desvio padrão de  $\pm$ 0,3 dB). Em segundo lugar, o valor positivo alto de Z<sub>dr</sub> na camada de fase quente poderia ter uma contribuição do aumento no espalhamento associados a efeitos de ressonância, como sugerido por Ryzhkov e Zrnic (2005).

Como observado na análise anterior o Z<sub>dr</sub> parece sofrer influência quando a frequência de relâmpagos aumenta. Assim torna-se importante avaliar a variável K<sub>dp</sub> que além de inferir sobre a orientação dos hidrometeoros tem uma próxima relação com a concentração dessas partículas. Além disso, a análise do K<sub>dp</sub> é de grande vantagem porque diferentemente do Z<sub>dr</sub> esta variável não sofre com os efeitos de atenuação. A Figura 4.11 mostra a distribuição do CFAD de K<sub>dp</sub> para as categorias de fontes de VHF. Para as camadas de fase mista e fria o K<sub>dp</sub> apenas apresenta uma mudança na assinatura (em relação a categoria SVHF, Figura 4.11a) quando na presença de frequência de relâmpagos alta (Figura 4.11d). Assim a distribuição de K<sub>dp</sub> torna-se mais larga, deslocando em direção a valores mais negativos quando a frequência de fontes aumenta. Este deslocamento promove o surgimento de uma região com uma 'protuberância' com K<sub>dp</sub> negativo (mínimo de -0,9 ° km<sup>-1</sup>) entre as isotermas de -32 ° e -47 °C. Os trabalhos de Caylor e Chandrasekar (1996) e Ventura et al. (2013) apresentaram comportamento similar. Caylor e Chandrasekar (1996) observaram um pico sistemático de aproximadamente -0,75 ° km<sup>-1</sup> próximo a 12 km de altura antes de cada relâmpago, enquanto Ventura et al. (2013) encontrou uma região extensa com K<sub>dp</sub> negativo com aproximadamente -0,35 ° km<sup>-1</sup> em 9 km antes da frequência de relâmpagos +NS e IN máxima. Desde que fisicamente a assinatura de K<sub>dp</sub> é fortemente influenciada pela concentração de partículas de gelo alinhadas verticalmente (STRAKA et al., 2000), estes resultados sugerem uma grande concentração de partículas de gelo alinhadas verticalmente por forte campo elétrico na região compreendida entre -32 ° e -47 °C.

Por outro lado, a camada de fase quente apresenta um significativo aumento no  $K_{dp}$  (considerando os percentis de 10 % e 90 %) entre todas as categorias de fontes. Considerando o percentil de 90 % próximo a isoterma de 5 °C, o  $K_{dp}$ aumenta em oito vezes para os perfis que possuem frequência de fontes alta (Figura 4.11d) comparado com aquelas menos intensas (Figura 4.11a). Como pode ser notado a distribuição de  $Z_{dr}$  (Figura 4.10a-d) também apresentou este aumento na camada de fase quente. Estes valores de  $K_{dp}$  altos indicam que gotas de chuva oblatas estão sendo formadas abaixo da camada de derretimento. Este processo de produção de gotas de chuva provavelmente esta associado a *graupel* grandes em processo de derretimento ao longo das camadas da camada de fase mista e quente em regiões com correntes



Figura 4. 11 - Similar a Figura 4.9, porém para K<sub>dp</sub> (° km<sup>-1</sup>). O intervalo de classe utilizado foi de 0,15 ° km<sup>-1</sup>. A linha vertical na cor cinza indica o valor de 0 ° km<sup>-1</sup>.

Embora as variáveis analisadas anteriormente expressam uma relação com o tamanho e o formato dos hidrometeoros, nenhuma delas produz uma inferência a respeito da mistura e diversidade dos hidrometeoros nas tempestades. O trabalho de Reynolds et al. (1957) evidenciou que a diversidade de partículas de gelo grandes poderia influenciar o processo de eletrificação. Para tal propósito, uma variável capaz de inferir estas propriedades é o coeficiente de correlação ( $\rho_{hv}$ ). Tradicionalmente a  $\rho_{hv}$  tem sido empregada para caracterizar a camada de derretimento das tempestades, no entanto atualmente existe pouco conhecimento a respeito de sua relação com a ocorrência de relâmpagos. A Figura 4.12 apresenta o CFAD de  $\rho_{hv}$  para cada uma das quatro categorias de fontes. Os resultados mostram um aumento sútil na phy em função da frequência de fontes na região com temperaturas menores que -30 °C. Considerando o percentil de 10 % próximo a isoterma de -45 °C observa-se que enquanto a  $\rho_{hv}$  é de aproximadamente 0,95 para a categoria ALTA (Figura 4.12d), é de apenas 0,91 para categoria SVHF (Figura 4.12a). Por outro lado, para temperaturas mais quentes que -30 °C o comportamento é invertido, e a distribuição torna-se mais extensa horizontalmente, atingindo valores tão baixos quanto 0,8 para a categoria que possui a frequência de fontes mais alta (Figura 4.12d).

Os valores de  $p_{hv}$  baixos observados entre 0 ° e -15 °C para a categoria com frequência de fontes alta é consistente com o trabalho de Lund et al. (2009). Os resultados desses autores sugeriram que correntes ascendentes intensas com velocidade de aproximadamente 5-10 m s<sup>-1</sup> em regiões próximas de -10 °C poderiam favorecer o congelamento dos hidrometeoros, enquanto correntes ascendentes fracas com valores menores que 2 m s<sup>-1</sup> prevalecem em condições de derretimento de 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 intensas, que por sua vez, podem ter promovido a mistura e formação de uma diversidade de hidrometeoros (como partículas de

gelo e *graupel*). Este processo provavelmente favoreceu a formação de *graupel* grandes através do processo de *riming*, sendo que alguns desses *graupel* e agregados derreteram propiciando a formação de gotas de chuva grandes na camada de fase quente das tempestades.



Figura 4. 12 - Similar a Figura 4.9, porém para  $\rho_{hv}$ . O intervalo de classe utilizado foi de 0,01.

Em consistência, a formação de gotas de chuva grandes abaixo da camada de derretimento também foi evidenciada pelos valores de  $Z_{dr}$  altos (máximo de +4 dB, Figura 4.10d) e  $K_{dp}$  (máximo de +5 ° km<sup>-1</sup>, Figura 4.11d) observados anteriormente. No entanto, novamente é importante salientar que os valores de  $Z_{dr}$  e  $\rho_{hv}$  podem em parte ser devido aos efeitos de ressonância, que tipicamente ocorre em gotas de chuva grandes na camada de fase quente. Segundo Ryzhkov e Zrnic (2005) e Matrosov et al. (2006) efeitos de

ressonância tendem a aumentar os valores de  $Z_{dr}$  e a diminuir a  $\rho_{hv}$  nesta região. Além disso, tempestades intensas com frequência de relâmpagos alta, podem apresentar um forte gradiente azimutal na variável PhiDP dentro do *bin* volumétrico do radar, o que poderia promover uma redução no valor da  $\rho_{hv}$  em temperaturas mais quentes que 0 °C.

Os CFADs permitiram avaliar e determinar os principais intervalos de valores dos parâmetros polarimétricos como função da frequência de fontes de VHF. No entanto, apenas a análise de perfis médios poderá indicar o comportamento médio do gradiente vertical das variáveis e as principais diferenças médias entre as regiões dos perfis verticais (isto é, entre as camadas de fase quente, mista e fria). Com este objetivo, perfis médios para as variáveis Zh, Zdr, Kdp e phv para cada categoria de fontes de VHF foram produzidos e uma intercomparação é mostrada na Figura 4.13a-d. Nota-se que as diferenças maiores quando a frequência de fontes aumenta encontram-se nas camadas de fase quente e mista dos perfis verticais. Por exemplo, a refletividade (Figura 4.13a) em -30 °C é quase duas vezes maior para a categoria que tem a máxima frequência de relâmpagos em relação àquela sem relâmpagos (25 dBZ contra 44 dBZ). Como a refletividade esta associada ao diâmetro à sexta potência das partículas (STRAKA et al., 2000), esta variabilidade, conforme discutido anteriormente, sugere que uma concentração alta de gotas de chuva e graupel grandes estão presentes nestas regiões que possuem correntes ascendentes intensas nas tempestades com alta frequência de relâmpagos.

Com relação a variável  $Z_{dr}$  (Figura 4.13b) nota-se que os perfis com relâmpagos apresentam menores valores em relação aqueles sem relâmpagos (+0,3 contra +0,7 dB) na camada de fase mista (considerando como referência a isoterma de -15 °C). Em consistência com esta observação, a  $\rho_{hv}$  (Figura 4.13d) diminui bruscamente desde o nível de -30 °C até a camada de derretimento (próximo de 0 °C). Os valores de correlação menores são observados para situações de frequência de relâmpagos máxima (0,90 para a

categoria ALTA contra 0,98 para categoria SVHF). Inicialmente é plausível especular que o valor de ρ<sub>hν</sub> baixo (0,90) observado nos perfis com processo de eletrificação intenso seja devido a efeitos de preenchimento não uniforme de *beam*. Em segundo lugar, o uso de perfis médios baseado numa população de dados grande poderia ter suavizado a distribuição, contribuindo para reduzir o valor da correlação. Em terceiro lugar, se estes efeitos supracitados são de segunda ordem, estas observações indicariam que um processo eficiente de mistura de hidrometeoros (como partículas irregulares, *graupel*, água líquida super-resfriada, entre outros) estaria ocorrendo até regiões próximas de -15 °C. A disponibilidade alta de água líquida super-resfriada nestas regiões promoveria a ocorrência de um processo de *riming* intenso para formação de *graupel*.

Embora o perfil médio de Z<sub>dr</sub> (Figura 4.13b) mostrou uma diminuição na camada de fase mista, foi apenas a variável K<sub>dp</sub> (Figura 4.13c) que demonstrou uma mudança de sinal (de positivo para negativo) entre as categorias de relâmpagos. Um pico com um valor de aproximadamente -0,08 °km<sup>-1</sup> em -38 °C é observado apenas para a categoria que possui a frequência de relâmpagos mais alta. Caylor e Chandrasekar (1996) e mais recentemente Ventura et al. (2013) sugeriram que valores de K<sub>dp</sub> negativos estariam associados com a assinatura de partículas de gelo orientadas preferencialmente na vertical devido a um campo elétrico forte. Adicionalmente, os resultados apresentados por Ryzhkov e Zrnicí (1998) e Ryzhkov et al. (1998) sugeriram que partículas de gelo orientadas verticalmente são possíveis quando K<sub>dp</sub> tem valores entre 0 e -0,6 ° km<sup>-1</sup> para refletividade moderada (entre 5 e 30 dBZ). Em contrapartida, Carey e Rutledge (1998) sugeriram valores menores que -0,25 ° km<sup>-1</sup> associados à valores de refletividade menores que 40 dBZ. Apesar do valor de K<sub>dp</sub> observado no presente estudo ser ligeiramente diferente dos encontrados em estudos anteriores, torna-se notável que um campo elétrico forte é necessário para produzir um sinal suficiente na variável K<sub>dp</sub> entre as categorias de frequência de relâmpagos proveniente de radar banda X.

Além do pico negativo no K<sub>dp</sub> na camada de fase fria, uma pequena região com valor positivo de aproximadamente +0,3 ° km<sup>-1</sup> em -19 °C na fase mista é observada apenas para a categoria ALTA (Figura 4.13c). Tipicamente, valores positivos de K<sub>dp</sub> nestas regiões têm sido discutidos como resultado do espalhamento por cristais de gelo com formato dendrítico. Hendry et al. (1976) encontraram um valor de aproximadamente +0,36 ° km<sup>-1</sup> como assinatura destes cristais de gelo nesta região. No entanto, outras observações sugeriram que valores entre 0 e +0,6 ° km<sup>-1</sup> estariam associados a cristais orientados horizontalmente (STRAKA et al., 2000). Estas regiões com cristais dendríticos são provavelmente favoráveis à formação de agregados. Estudos tem evidenciado a ocorrência de agregação entre as camadas de -10 ° e -17 °C (HOBBS et al, 1974; ROGERS, 1974). Em adição, os resultados de Field (1999) indicaram que agregação poderia ocorrer em níveis tão altos quanto -30 °C. No entanto, segundo Straka et al. (2000) as assinaturas provenientes de cristais de gelo podem ser difíceis de serem discernidas através de radares de precipitação devido à baixa densidade das partículas de gelo e a variedade grande de formatos possíveis. Por outro lado, tempestades com correntes ascendentes intensas podem apresentar estruturas como "colunas de Z<sub>dr</sub> ou K<sub>dp</sub> positivo" entre a camada de derretimento e temperaturas tão baixas quanto -10 °C (CAREY; RUTLEDGE 1998; HUBBERT et al, 1998). Estas características sugerem a possível intrusão de água líquida super-resfriada nestas regiões. Embora estas suposições mostrem que não seja possível indicar o tipo de hidrometeoro dominante nestas regiões (algo que esta além do escopo deste estudo), evidencia-se que cristais dendríticos e água líquida super-resfriada são as duas assinaturas principais nestas regiões em tempestades com correntes ascendentes intensas e frequência de relâmpagos alta.



Figura 4. 13 - Perfis verticais médios de (a) Z<sub>h</sub> (dBZ), (b) Z<sub>dr</sub> (dB), (c) K<sub>dp</sub> (° km<sup>-1</sup>) e (d) ρ<sub>hν</sub> para as quatro categorias de fontes pré-definidas. As linhas em cor cinza indicam os valores de 0 dB para Z<sub>dr</sub> (Figura 4.13b) e 0 ° km<sup>-1</sup> para K<sub>dp</sub> (Figura 4.13c).

Para a camada de fase quente todas as variáveis apresentaram uma variabilidade na assinatura como função da atividade elétrica. Quando a frequência de relâmpagos aumenta  $Z_h$ ,  $Z_{dr}$  e  $K_{dp}$  aumentam bruscamente, enquanto  $\rho_{hv}$  diminui. Considerando a altura de 3 km,  $Z_{dr}$  (Figura 4.13b) aumenta em quatro vezes (de +0,71 para +2,66 dB) e  $K_{dp}$  (Figura 4.13c) em vinte vezes (de +0,12 para +2,51 ° km<sup>-1</sup>) entre as categorias SVHF e ALTA. Por outro lado, a correlação apresenta uma diminuição significativa entre estas categorias de 0,98 para 0,90 (Figura 4.13d). Novamente, os valores de  $Z_{dr}$  e  $K_{dp}$  altos e os valores de  $\rho_{hv}$  baixos podem ser devido a efeitos de ressonância provenientes de gotas de chuva grandes. Ryzhkov e Zrnic (2005) encontraram que a correlação pode ser reduzida até 0,98 em radares banda C para

precipitação, enquanto em banda X o típico valor reside acima de 0,98. Em consistência, Dolan e Rutledge (2009) propuseram que a precipitação em radar banda X apresenta uma  $p_{hv}$  entre 0,98 e 1,0. Esta intercomparação sugere que estes valores de  $p_{hv}$  baixos encontrados no presente estudo ainda sofrem com um *bias* devido ao preenchimento não uniforme de *beam* como proposto por Ryzhkov (2007). De fato, torna-se difícil inferir quanto dessa assinatura é proveniente das características dos hidrometeroros e/ou devido a estes efeitos diversos. No entanto, torna-se plausível a suposição que um processo intenso de formação de gotas de chuva grandes é um razoável indicativo da ocorrência de relâmpagos. Além disso, todas as variáveis mostram uma banda brilhante bem definida para a categoria sem relâmpagos, sugerindo um importante parâmetro para discriminação entre perfis verticais de precipitação com e sem fontes.

Embora as análises dos CFADs (Figuras de 4.9 à 4.12) e dos perfis médios (Figura 4.13) evidenciaram as principais diferenças em função da atividade elétrica, as variáveis Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub> ainda apresentam pouca diferença nas camadas de fase mista e fria. De fato, a distribuição dos CFADs foi útil para a determinação do comportamento geral das variáveis. No entanto, estas diferenças menores (na distribuição de Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub>) não foram totalmente esclarecidas. Assim torna-se importante analisar uma maneira de detalhar melhor estas diferenças. Ao analisar os perfis médios discutidos anteriormente (Figura 4.13) percebemos que a estrutura vertical dos perfis pode ser subdividida em cinco camadas: i) fase quente (acima de 0 °C), ii) mista 1 (entre 0 ° e -15 °C), iii) mista 2 (entre -15 ° e -30 °C), iv) fria 1 (entre -30 ° e -45 °C) e v) fria 2 (entre -45 ° e -65 °C). A Figura 4.14 ilustra a divisão da estrutura vertical dos perfis de precipitação em diferentes camadas. A divisão das camadas da fase mista e fria em duas subcamadas (camada#1 e camada#2) visa amplificar e detalhar as diferenças nas assinaturas entre as categorias de fontes que não foram possíveis de serem identificadas através dos CFAFs.





Figura 4. 14 - lustração esquemática da divisão da estrutura vertical dos perfis de precipitação em camadas, definidas como: i) camada de fase quente (acima de 0 °C), ii) mista 1 (entre 0 ° e -15 °C), iii) mista 2 (entre -15 ° e -30 °C), iv) fria 1 (entre -30 ° e -45 °C) e v) fria 2 (entre -45 ° e -65 °C).

Para as camadas pré-definidas análises estatísticas de *'box* e *whiskers*' foram produzidas com o intuíto de quantificar a significância estatística e aumentar o valor dos resultados sendo interpretados. A Figura 4.15 mostra a distribuição para as variáveis (a)  $Z_h$ , (b)  $Z_{dr}$ , (c)  $K_{dp}$  e (d)  $\rho_{hv}$  para as quatro categorias de fontes de VHF separadas para as regiões pré-definidas. Como esperado a camada de fase quente apresenta as diferenças maiores entre as categorias de fontes de VHF, sendo que o  $K_{dp}$  (Figura 4.15c) foi a variável que possui as discrepâncias maiores entre as categorias SVHF e ALTA. Estes valores de  $K_{dp}$  altos e positivos (máximo de aproximadamente +4 ° km<sup>-1</sup>) indicam mais uma vez a existência de gotas de chuva grandes com formato oblato em situações com alta frequência de fontes. Para a camada de fase mista 1 as diferenças maiores entre as categorias de fontes são observadas para as distribuições de  $Z_h$ ,  $K_{dp}$  e  $\rho_{hv}$ . Este valor de  $K_{dp}$  positivo e moderado (máximo de +1 ° km<sup>-1</sup>),  $Z_h$  alta (máximo de 45 dBZ) e  $\rho_{hv}$  baixa (mínimo de 0,92) para a categoria ALTA

região. Porém é importante salientar, que estas distribuições apresentam uma variabilidade alta para cada variável, o que poderia indicar também que as variáveis podem não estar ocorrendo simultaneamente, e para um mesmo *bin* do radar.

Diferentemente da camada de fase mista 1, a distribuição do  $K_{dp}$  para a fase mista 2 são praticamente iguais entre as categorias de fontes. Nota-se claramente uma sobreposição entre todas as categorias. Além disso, esta estreita distribuição de  $K_{dp}$  entre -15 ° e -30 °C são consistentes com as análises de CFADs (Figura 4.11) e perfis médios (Figura 4.13c) discutidos anteriormente. Por outro lado, a variável  $Z_{dr}$  demonstra uma diferença suave entre as categorias, com valores próximo de 0 dB para as categorias que apresentam ocorrência de fontes (independente da quantidade de fontes). Como o  $K_{dp}$  depende da concentração de hidrometeoros (STRAKA et al, 2000), podemos inferir que nesta camada a concentração total de hidrometeoros provavelmente manteve-se constante (devido ao fato que a distribuição do  $K_{dp}$ não sofreu variação em função das categorias de fontes), porém a proporção entre a quantidade de gelo e água líquida possivelmente aumentou (associado a diminuição no valor de  $Z_{dr}$ ).

As camadas de fase fria 1 e 2 apresentam assinaturas polarimétricas similares entre si. Para ambas as camadas apenas  $Z_h \in K_{dp}$  demonstram diferenças significativas quando a frequência de fontes aumenta. Nota-se que valores de  $K_{dp}$  negativos (mínimo de -0,5 ° km<sup>-1</sup>) e refletividade moderada (máximo de 35 dBZ) ocorrem apenas para a categoria que possui a frequência de relâmpagos mais alta. Importante relembrar que uma região com uma 'protuberância' possuindo valores de  $K_{dp}$  negativos também foram encontradas entre -30 ° e -60 °C nas distribuições de CFAD (Figura 4.11d). Conforme discutido essa concentração alta de partículas de gelo alinhadas verticalmente por um campo elétrico forte é apenas evidenciado em situações de eletrificação intensa e produção de relâmpagos. A Tabela 4.1 sumariza os percentis de 10 % e 90 %

para as categorias SVHF e ALTA. Estes resultados mostram que as variáveis polarimétricas são mais sensíveis para diferenciar entre os perfis de precipitação com nenhuma produção de relâmpago (categoria SVHF) e aqueles perifis com a ocorrência de relâmpagos máxima (categoria ALTA). No entanto, torna-se importante salientar que esta avaliação não permite analisar se estas características ocorrem simultaneamente para todas as variáveis ocorrendo para um mesmo *bin* do radar.



Figura 4. 15 - Distribuição das variáveis polarimétricas em função das categorias de fontes. (a) Z<sub>h</sub> (dBZ), (b) Z<sub>dr</sub> (dB), (c) K<sub>dp</sub> (° km<sup>-1</sup>) e (d) ρ<sub>hv</sub> para as camadas definidas na Figura 4.14.

Tabela 4. 1 - Percentis de 10 % e 90 % da Z<sub>h</sub>, Z<sub>dr</sub>, K<sub>dp</sub> e ρ<sub>hv</sub> para as categorias de fontes nomeadas como SVHF e ALTA. Os valores são mostrados para as camadas de fase quente (acima de 0 °C), mista 1 (entre 0 ° e -15 °C), mista 2 (entre - 15 ° e -30 °C), fria 1 (entre -30 ° e -45 °C) e fria 2 (entre -45 ° e -65 °C).

Camada da Tempestade	Categoria de Fontes	Z <sub>h</sub> (dBZ)		$Z_{dr}(dB)$		$K_{dp} (^{o} km^{-1})$		ρ <sub>hv</sub>	
		p10	p90	p10	p90	p10	p90	p10	p90
Fase Quente	SVHF	12,5	37,5	-0,11	1,78	-0,28	0,53	0,93	1,00
	ALTA	29,5	55,5	0,86	4,00	0,30	4,95	0,87	0,98
Fase Mista 1	SVHF	12,5	36,0	-0,09	1,70	-0,30	0,69	0,91	1,00
	ALTA	29,5	52,0	-0,33	2,25	-0,12	2,37	0,88	0,98
Fase Mista 2	SVHF	11,0	29,0	-0,17	1,38	-0,19	0,78	0,94	1,00
	ALTA	27,5	50,0	-0,27	0,83	-0,26	0,76	0,93	0,99
Fase Fria 1	SVHF	11,5	27,0	-0,25	1,25	-0,22	0,77	0,94	1,00
	ALTA	24,0	46,0	-0,33	1,01	-0,88	0,75	0,95	099
Fase Fria 2	SVHF	10,5	24,8	-0,27	1,23	-0,34	0,67	0,93	1,00
	ALTA	19,0	42,0	-0,33	1,30	-0,80	0,70	0,95	0,99
Para obter uma interpretação simultânea e conjunta entre as assinaturas polarimétricas e sua relação com a frequência de fontes, gráficos tridimensionais combinando simultaneamente as variáveis  $Z_h$ ,  $Z_{dr}$ ,  $K_{dp} e \rho_{hv}$  foram realizados (Figuras de 4.16 à 4.18). Os gráficos representam o número de eventos ocorrendo para uma tríplice combinação (por exemplo entre  $K_{dp}$ ;  $Z_{dr}$ ;  $Z_h$  e entre  $K_{dp}$ ;  $\rho_{hv}$ ;  $Z_h$ ) em relação ao número total de amostras. Para cada gráfico é mostrado a intercomparação entre a categoria SVHF (círculos na cor preta) e ALTA (círculos na cor vermelha). Regiões neste espaço tridimensional ocupadas pelas duas categorias de fontes (SVHF e ALTA) são apresentadas como triângulos na cor azul. Para enfatizar aquelas combinações que possuem as probabilidades maiores de ocorrência, apenas as tríplices combinações que tenham frequência relativa maior que 0,5 % são consideradas.

A distribuição simultânea de Zh, Zdr e Kdp na camada de fase quente (Figura 4.16a) é completamente diferente entre as categorias SVHF e ALTA. Nota-se nitidamente que estas diferenças polarimétricas ocorrem apenas para refletividades mais altas (maiores que 30 dBZ). Nesta região as diferenças grandes são observadas no K<sub>dp</sub>. Os valores maiores de K<sub>dp</sub> (de aproximadamente +5 ° km<sup>-1</sup>) estão correlacionados simultaneamente com os valores de Z<sub>dr</sub> positivos (máximo de +4 dB) e refletividade alta (máximo de 55 dBZ) para os perfis com a máxima frequência de fontes. Em contrapartida, a não ocorrência de fontes esta associada a refletividade mais baixa (~25 dBZ) e a um K<sub>dp</sub> menos positivo (máximo de +0.5 ° km<sup>-1</sup>). Embora a distribuição da correlação (Figura 4.16b) apresenta pouca diferença entre as categorias SVHF e ALTA, os valores menores ocorrem associados a valores de K<sub>dp</sub> mais altos na categoria de fontes ALTA, indicando a ocorrência de um processo de derretimento de graupel na camada de fase mista e afetando a fase quente. Em súmula estas observações confirmam que para os perfis verticais de precipitação com frequência de fontes alta, refletividade altas estão simultaneamente associadas a valores de Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub> altos e positivos ocorrendo num mesmo bin do radar, ou seja para o mesmo conjunto de gotas, reforçando

a suposição da existência de uma concentração alta de gotas de chuva grandes e oblatas para estes perfis. Provavelmente, estas gotas de chuva estão sendo formadas pelo derretimento de *graupel* grandes através da camada de fase mista, que são fundamentais para a produção de relâmpagos (REYNOLDS et al, 1957). Por isso, análises semelhantes foram também realizadas para a camada de fase mista 1 e 2 (Figura 4.16).

A Figura 4.17a mostra a combinação tridimensional entre  $K_{dp} \times Z_{dr} \times Z_{h}$  e a Figura 4.17b entre  $K_{dp} \times \rho_{hv} \times Z_{h}$  para a camada de fase mista. A subcamada inferior (fase mista 1, localizada entre 0 ° e -15 °C) e a superior (fase mista 2, localizada entre -15 ° e -30 °C) são representadas por círculos preenchidos e quadrados abertos, respectivamente. Os triângulos na cor azul representam aquelas combinações triplas em que ambas as categorias SVHF e ALTA tiveram ocorrência de eventos superior a 0,5%. A camada de fase mista aparenta diferenças significativas entre as categorias SVHF e ALTA quando a refletividade é alta (> 30-40 dBZ), em concordância com os resultados obtidos na camada quente (Figura 4.16a).

Em uma intercomparação entre as camadas de fase mista 1 e 2, nota-se que para os perfis verticais com frequência alta de fontes de VHF (categoria ALTA) a fase mista 1 possui valores de  $K_{dp}$  mais altos em relação a fase mista 2, sendo que estes valores de  $K_{dp}$  estão relacionados a refletividades também mais altas. Adicionalmente, nota-se que estes valores de  $K_{dp}$  altos estão relacionados com uma  $p_h$  correlação (Figura 4.17b) relativamente mais baixa (até 0,93) na fase mista 1 em comparação com a fase mista 2. Estes resultados indicam um processo de intrusão intenso de água super-resfriada nesta camada, o que seria uma fonte para auxiliar no processo para *riming* de *graupel.* Portanto, estes resultados mostram que diferentes processos microfísicos podem estarem ocorrendo nas camadas 1 e 2 da fase mista, indicando que as assinaturas polarimétricas de ambas as camadas devem ser considerados individualmente. Por outro lado, em situação sem a ocorrência de

78

fontes (categoria SVHF) o K<sub>dp</sub> e o Z<sub>dr</sub> não possuem diferenças significativas (Figura 4.17a) entre a fase mista 1 e 2. No entanto, observa-se que alguns K<sub>dp</sub> relativamente altos (~ +1 ° km<sup>-1</sup>) associado a Z<sub>h</sub> moderada (~ 30 dBZ) podem ocorrer na fase mista 2. Embora poucas diferenças são também observadas para a variável  $\rho_{hv}$  (Figura 4.17b). Acredita-se que embora os diâmetros das partículas na fase mista 1 tendem a ser menores, a concentração e orientação destas partículas não apresentam grandes diferenças entre as camadas 1 e 2 para perfis sem relâmpagos.

Com respeito à camada de fase fria (Figura 4.18) as relações entre as variáveis são muito semelhantes entre as camadas 1 e 2, confirmando os resultados das análises de "*box* e *whiskers*' (Figura 4.15). Acredita-se que esta discrepância baixa de comportamento deva-se a pouca variabilidade na concentração total de partículas de gelo entre estas camadas. Além disso, estes resultados sugerem que possivelmente o diâmetro médio dessas partículas não são tão distintos entre estas duas camadas. Uma adicional observação, e talvez a mais importante, é que novamente é notado que K<sub>dp</sub> negativo (~ -1 ° km<sup>-1</sup>) apenas ocorre para a categoria com a frequência de fontes mais alta, estando simultaneamente correlacionado com Z<sub>h</sub> de até 42 dBZ e Z<sub>dr</sub> mínimo de até -0,5 dB (Figura 4.18a). Em simultâneo estes valores estão associados com uma  $\rho_{hv}$  alta (> 0,96) (Figura 4.18b). Portanto, essas combinações novamente sugerem que na camada de fase fria, há um forte alinhamento das partículas de gelo por um campo elétrico intenso.

Em súmula as análises combinando em três dimensões as variáveis polarimétricas mostraram que as camadas de fase quente, mista e fria possuem assinaturas relativamente diferentes quando a frequência de relâmpagos aumenta, principalemente para as refletividades altas. Assim conclui-se que a camada da fase quente possui uma sensibilidade grande em função da frequência de relâmpagos. No entanto, medidas nesta camada podem sofrer com importantes efeitos de espalhamento de ressonância e NBF,

79

indicando que devem ser interpretados com cautela. Por outro lado, a camada de fase mista deve ser analisada considerando a partição em duas subcamadas, pois esta região apresenta uma variabilidade grande na distribuição de suas assinaturas. Em contrapartida, a fase de gelo é menos sensível a frequência de relâmpagos, embora uma diminuição significativa seja observada no K<sub>dp</sub>. Estes diferentes comportamentos das camadas no interior dos perfis de precipitação podem impactar e estar relacionado com o modo com que as fontes de VHF se distribuem verticalmente. Portanto na seção seguinte será avaliado como as regiões de máxima ocorrência dessas fontes nestes perfis verticais de precipitação estão relacionadas as assinaturas polarimétricas.



Fase Quente: • SVHF • ALTA • SVHF\_ALTA

Figura 4. 16 - Frequência de ocorrência (> 0,5 %) para simultâneos bins de (a) Z<sub>h</sub>, Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub> e (b) Z<sub>h</sub>, ρ<sub>hv</sub> e K<sub>dp</sub> para a camada de fase quente. As cores representam as categorias SVHF (círculos preenchidos em cor preta) e ALTA (círculos preenchidos em cor vermelha). Bins com a mesma localização que apresentaram frequência de ocorrência para ambas as categorias SVHF e ALTA são indicados como triângulos preenchidos na cor azul.



Figura 4.17 - Similar a Figura 4.16, porém para a camada de fase mista. As subcamadas da fase mista 1 e 2 são representadas por símbolos preenchidos e abertos, respectivamente.



Figura 4. 18 - Similar a Figura 4.16, porém para a camada de fase fria.

## 4.2.2. Relação entre a Distribuição Vertical das Fontes de VHF e as Variáveis Polarimétricas

Esta subseção apresenta a avaliação da relação entre a localização vertical das fontes de VHF e as variáveis polarimétricas em função das categorias de frequência de relâmpago. Para isto foi calculado a frequência de fontes ocorrendo num determinado nível de temperatura e classe das variáveis polarimétricas. Este valor foi normalizado pelo número total de fontes proveniente de todos os níveis de temperatura e classes das variáveis polarimétricas. A Figura 4.19 mostra a distribuição de frequência de fontes associado a (a) Z<sub>h</sub>, (b) Z<sub>dr</sub>, (c) K<sub>dp</sub> e (d) p<sub>hv</sub> para as categorias BAIXA (painéis à esquerda), MOD (painéis do meio) e ALTA (painéis à direita). A linha na cor branca representa a isolinha de 0,5 % de frequência. O número total de fontes por nível de temperatura é indicado pela linha superposta na cor cinza (eixo x superior).

Ao analisar a figura nota-se que a distribuição vertical de fontes possui uma distribuição homogênea sobre uma extensa região vertical para os perfis com baixa frequência de fontes (paneis à esquerda). Por outro lado, quando a atividade elétrica aumenta a concentração de fontes torna-se mais localizada, e atinge níveis mais superiores (entre e -35 ° e -40 °C). Este gradual aumento em altura desta região quando a frequência de fontes aumenta, provavelmente deva-se a existência de correntes ascendentes intensas com concentração alta de partículas de gelo eletricamente carregadas próximo ao topo das tempestades. Em adição, ao verificar a distribuição de fontes por nível vertical (linha em cor cinza) observamos que um secundário máximo de fontes (localizado entre 0 ° e -15 °C), ocorre abaixo da região principal de máxima ocorrência de fontes têm sido sugeridas como carregadas com cargas predominantemente positivas (RISON et al., 1999). A explicação física envolvida tem sido, que um líder negativo ao se propagar no interior de regiões

dominadas por cargas elétricas positivas produzem muito mais emissões (sinais eletromagnéticos) na frequência de VHF do que um líder positivo propagando no interior das regiões com cargas negativas. Portanto, no estágio mais evoluído das tempestades, ou quando elas apresentam frequência de fontes alta as mesmas são caracterizadas com uma estrutura de cargas tripolar.

Em consistência a observação supracitada nota-se que a distribuição vertical de fontes tem uma forte relação localmente com as variáveis polarimétricas. Observa-se, por exemplo, que o máximo de fontes para a categoria ALTA abrange um grande intervalo de valores de K<sub>dp</sub> negativo (até -1 ° km<sup>-1</sup>) e associado à Z<sub>h</sub> moderada (~ 30 dBZ). Por outro lado, a categoria com baixa frequência o centro de máxima ocorrência de fontes apresenta Z<sub>h</sub> tão baixo quanto 20 dBZ e K<sub>dp</sub> de aproximadamente -0,25 ° km<sup>-1</sup>. Estas observações reforçam os resultados das seções anteriores e indicam que a presença de partículas de gelo orientadas verticalmente por campo elétrico forte associados com perfis de precipitação com atividade elétrica alta também são evidenciadas. Além disso, esta figura mostra que as diferenças polarimétricas grandes ocorrem onde se encontram as concentrações de fontes maiores.



Figura 4. 19 - Distribuição vertical de fontes (%) em relação ao total geral de fontes. (a) Z<sub>h</sub> (dBZ), (b) Z<sub>dr</sub> (dB), (c) K<sub>dp</sub> (° km<sup>-1</sup>) e (d) ρ<sub>hv</sub> para as categorias: BAIXA (painéis à esquerda), MOD (painéis do meio) e ALTA (painéis à direita). O contorno de 0,5 % de frequência é indicado pela linha em cor branca. A curva em cor cinza representa a quantidade de fontes por níveis de temperatura (eixo x superior).

Os resultados apresentados nas seções anteriores são de grande importância pelo fato de sua interpretação física ter sido baseado numa grande população estatística de perfis polarimétricos. Estes resultados são inéditos e mostraram de forma sistemática que as assinaturas polarimétricas mudam significativamente em função da frequência de relâmpagos e em função das camadas de fase quente, mista e fria. Contudo estas relações podem apresentar certa variabilidade em função, por exemplo, do tamanho e estágio do ciclo de vida das tempestades, o que não tem sido considerado até o

momento. Assim o conhecimento obtido até este momento mostra que um próximo passo importante seria refinar este estudo, de maneira a entender como estas assinaturas impactam na iniciação dos relâmpagos, considerando para isto, o modelo de tempestade mais simples quanto possível, que seriam aquelas de caráter compacto. Portanto, a próxima seção abordará através de vários estudos de casos a relação entre as assinaturas polarimétricas e a iniciação e a ocorrência do primeiro relâmpago IN e NS em tempestades compactas.

# 4.3. Terceira Etapa: "Características Elétricas e Polarimétricas Antes e Durante a Ocorrência do Primeiro Relâmpago em Tempestades Compactas/Isoladas"

Nesta seção serão apresentadas e discutidas as principais características físicas do primeiro relâmpago NS que ocorre em tempestades compactas. Será avaliada a evolução das assinaturas das variáveis polarimétricas desde o primeiro eco de radar até o primeiro relâmpago NS. Por fim, será determinada a principal região de iniciação e propagação dos relâmpagos e a estrutura de cargas elétricas destas tempestades. Este estudo inédito com vários casos de tempestades (53 eventos) visa mostrar o potencial do uso das variáveis polarimétricas para a iniciação de relâmpagos.

#### 4.3.1. Propriedades Físicas do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo

Nesta subseção será avaliada o impacto do tamanho das tempestades nas características físicas (isto é, tempo entre descargas de retorno, multiplicidade, e pico de corrente) do primeiro relâmpago NS. A hipótese sendo abordada é que se a extensão horizontal do centro de carga negativa das tempestades é suficientemente pequeno, então relâmpagos com múltiplas descargas de retorno seriam improváveis. Um total de 53 tempestades foram identificadas durante o período de estudo (novembro de 2011 à março de 2012).

O tamanho das tempestades foi calculado considerando o PPI mais próximo do nível de 6 km de altura no momento do primeiro relâmpago NS. Esta altura (isto é, 6 km esta associada aproximadamente a isoterma de -10°C) é uma boa aproximação da localização do centro de cargas negativas encontrado em típicas tempestades (KREHBIEL, 1986). Para este nível de altura foi realizado a somatória das áreas dos bins do radar com mais de 20 dBZ. A Figura 4.20 mostra a distribuição de frequência do raio efetivo para as 53 tempestades. A maioria das tempestades apresentam tamanho entre 3 e 6 km de raio efetivo, com algumas tempestades tendo tamanho de até 8 km. O tamanho médio apresentado por estas tempestades foi de aproximadamente 5 km. Estas estimativas suportam a noção que as tempestades selecionadas nesta pesquisa são compactas. Considerando que a maioria das cargas negativas são transportadas por partículas de precipitação detectadas pelo radar, este cálculo fornece uma estimativa (mesmo que grosseira) do tamanho da área da região dominada por cargas negativas em tempestades compactas. Adicionalmente, esta análise evidencia a necessidade de um tamanho mínimo da região com cargas negativas em torno de 3 km para a ocorrência do primeiro relâmpago.



Figura 4. 20 - Distribuição de frequência relativa (%) do raio efetivo (km) das tempestades no momento do primeiro relâmpago NS. Este cálculo considera a região com refletividade maior que 20 dBZ em 6 km de altura e expressa uma estimativa do tamanho horizontal do centro de carga negativa principal destas tempestades.

Um importante parâmetro para o entendimento da iniciação de relâmpagos é a determinação do tempo decorrido entre o primeiro eco de radar e a ocorrência do primeiro relâmpago NS (Figura 4.21a). O primeiro relâmpago IN ocorre geralmente depois de 30 min que o primeiro eco acima de zero graus (>20 dBZ) foi observado, enquanto os relâmpagos NS normalmente ocorrem após 40 min do primeiro eco de radar. No entanto para algumas tempestades o primeiro relâmpago IN e NS podem ocorrer em até 60 min, representando um longo período de tempo. Apenas alguns casos apresentam tempos menores que 20 min. Embora poucos estudos determinaram o intervalo de tempo para a ocorrência do primeiro relâmpago, pode ser salientado que estes tempos são relativamente longos para uma típica tempestade compacta e isolada. Em

primeira instância estes tempos longos poderiam estar associados a problemas associados a eficiência de detecção da rede BrasilDAT. De fato, existe a possibilidade do primeiro relâmpago não ter sido detectado pela rede, inferindo assim este como o segundo ou o subsequente relâmpago da tempestade, o que tornaria este tempo mais longo. No entanto, intercomparações realizadas com a rede RINDAT (não mostradas) indicaram uma concordância razoável entre os tempos estimados por ambas redes, o que sugeriu um efeito de segunda ordem. Sendo assim, se este efeito pode ser considerado de segunda ordem, uma explicação plausível estaria envolvida com a limitação dos radares mais comuns em apenas detectar e rastrear os núcleos de precipitação. Desde que radares apenas identificam partículas de precipitação, estas células precipitantes com longa duração poderiam estar inseridas no interior de uma organização de nuvens de larga escala (que são detectadas apenas por satélite). Nestes casos seria possível que um longo tempo seja necessário para estas regiões convectivas desenvolverem e produzirem correntes ascendentes suficientes para a ocorrência do primeiro relâmpago. Em adição, estas características sugerem a existência de um relativamente lento processo de carregamento e eletrificação destas tempestades compactas.

Apesar de esses resultados serem diferentes do esperado, a diferença de tempo entre o primeiro IN e NS (Figura 4.21b) são similares para aqueles tempos observados em trabalhos anteriores (WILLIAMS et al., 1989; WILLIAMS et al., 2005). A Figura 4.21b mostra que o primeiro relâmpago IN é geralmente seguido pelo relâmpagos NS (em 96 % dos casos), com uma diferença média de aproximadamente 8 min. Estudos anteriores observaram diferenças de tempo entre 5 e 10 min (WILLIAMS et al., 1989; WILLIAMS et al., 2005), cujo valores são similares ao valor encontrado no presente trabalho. Todavia, também observa-se a ocorrência de diferenças de tempo tão grandes quanto 30-40 min. Análises adicionais verificaram que estas tempestades (figura não mostrada) também apresentaram um longo tempo para a ocorrência do primeiro relâmpago NS (> 60 min). Estas observações sugerem um lento

processo de crescimento e formação da eletrificação nestas tempestades compactas. Embora a maioria do primeiro relâmpago foi do tipo IN, para duas tempestades (representando 4 % dos casos) o primeiro relâmpago foi NS com diferença de tempo similar aos demais, de aproximadamente 3-6 min.



Figura 4. 21 - Distribuição de frequência relativa (%) do (a) intervalo de tempo (min) entre o primeiro eco de radar e o primeiro relâmpago IN (linha na cor preta) e NS (linha na cor azul) e a (b) diferença de tempo (min) entre o primeiro relâmpago IN e NS (min) da mesma tempestade.

Para analisar o impacto do tamanho das tempestades na formação de relâmpagos com múltiplas descargas de retorno, а distribuição da multiplicidade para os relâmpagos NS foi analisada (Figura 22a). Interessantemente o primeiro relâmpago NS apresenta uma multiplicidade baixa. Os relâmpagos NS apresentam máximo de duas descargas de retorno. A maioria (90 %) dos relâmpagos apresentam apenas uma descarga de retorno, sendo a multiplicidade média de aproximadamente 1,1. A Figura 22b mostra que estes valores de multiplicidade da BrasilDAT para 25 casos estão em concordância para os mesmos relâmpagos detectados pela RINDAT. Assim, ambas as redes demonstram que estes resultados diferem substancialmente dos estudos encontrados na literatura, em que o tamanho

das tempestades e a extensão horizontal do centro de carga negativa não têm sido considerados. Por exemplo, trabalhos realizados com rede de relâmpagos (LLS) como o de Rakov e Huffines (2003), Schulz et al. (2005), Mäkelä et al. (2010) e Rudlosky e Fuelberg (2010) encontraram uma multiplicidade média de 2,4 e Baharudin et al. (2014) de 4 descargas de retorno por relâmpago. Em contrapartida, trabalhos como o de Kitagawa et al. (1962), Kitterman (1980), Rakov e Uman (1990) e Saba et al. (2006) usando câmera rápida tem observado até 26 descargas de retorno por relâmpago. Evidentemente efeitos relacionados a eficiência de detecção da BrasilDAT e das demais redes sendo comparadas aqui e das observações por câmera rápida encontradas na literatura, assim como a metodologia utilizada para o agrupamento das descargas de retorno pode ser responsável pela diferenças observadas. No entanto, é plausível a expeculação que estas diferenças também devam-se em parte ao fato que os estuds supracitados foram realizados com tempestades multicelulares e atividade de mesoescala. Por exemplo, o estudo de Kitterman (1980) focou em squall lines multicelulares, enquanto em Saraiva (2010) dados de radar foram utilizados para avaliar convecção de mesoescala, e não tempestades isoladas.

Estas intercomparações indicam que o primeiro relâmpago NS em tempestades compactas apresenta um comportamento predominante de apenas uma descarga de retorno. Uma possível razão aventada é que tempestades compactas possuiriam uma quantidade de carga negativa limitada. A ausência de cargas negativas adicionais nestas tempestades provavelmente poderia inibir a existência de relâmpagos com múltiplas descargas de retorno. Portanto, o presente resultado sugere que o tamanho estimado do centro de carga negativa seja um parâmetro importante para determinar o número máximo de descargas de retorno possível para o primeiro relâmpago NS. Porém, esta suposição merece cautela, pois a sequência de ocorrência dos relâmpagos durante o ciclo de vida das tempestades dos trabalhos anteriores não tem sido informado. O presente trabalho focou no

primeiro relâmpago NS, enquanto em estudos anteriores o relâmpago poderia ter ocorrido em qualquer momento do ciclo de vida das tempestades, de modo que a multiplicidade dos relâmpagos poderia ser afetada pela ordem do relâmpago nas tempestades.



Figura 4. 22 - (a) Distribuição de frequência relativa (%) da multiplicidade para os relâmpagos NS da BrasilDAT e (b) comparação da multiplicidade de 25 relâmpagos detectados pela BrasilDAT (círculo aberto na cor preta) e RINDAT (cruz na cor vermelha).

Como a multiplicidade nas tempestades compactas mostraram-se diferentes daquelas observadas em convecção de larga escala, algum impacto poderia ocorrer no intervalo de tempo entre as descargas de retorno dos relâmpagos NS. Para esta avaliação foram utilizados os dados da BrasilDAT e foi determinado o tempo entre as descargas de retorno para os relâmpagos NS (Figura 4.23). A maioria dos intervalos de tempos estão concentrados entre 40 e 90 ms, com um valor médio de 100 ms. Importante salientar que os intervalos de tempos relativamente longos como aqueles acima de 80 ms, podem sofrer com efeitos da eficiência de detecção da BradilDAT. No entanto, de maneira geral, os intervalos de tempo para os relâmpagos NS são semelhantes aqueles

observados em tempestades menos compactas. Saba et al. (2006), por exemplo, encontraram um intervalo médio de 61 ms, enquanto Schulz et al. (2005) encontraram 80-95 ms para as descargas de retorno. Considerando uma velocidade horizontal típica de 5 x 10<sup>4</sup> m s<sup>-1</sup> para o líder positivo no interior do centro negativo de cargas e um intervalo médio de 70 ms (consistente com os valores mostrados na Figura 4.23 e com as observações de Saba et al., 2006), encontra-se uma distância percorrida de aproximadamente 4 km. Esta distância representa uma apreciável fração do raio efetivo do principal centro de cargas negativo demonstrado na Figura 4.20 (~5 km). A curta distância horizontal (~4 km) coberta pelo líder positivo no interior destas tempestades indica mais uma vez que o principal centro negativo de cargas nestas tempestades são possivelmente compactos e portanto poderiam limitar a quantidade de cargas negativas disponíveis. Estas observações reforçam a hipótese que tempestades compactas não apresentam capacidade de produzir relâmpagos com multiplicidade maior do que 2 (como demonstrado na Figura 4.22). Numa comparação com os resultados obtidos em tempestades associadas a sistemas de mesoescala e as recentes observações de Saba et al. (2006) e Saraiva (2010) sobre a relação entre a duração dos relâmpagos e a multiplicidade, conclui-se que uma estimativa da extensão horizontal máxima da região principal de carga negativa poderia ser realizada contabilizando a máxima multiplicidade do relâmpagos.



Figura 4. 23 - Distribuição de frequência relativa (%) do intervalo de tempo (ms) entre as descargas de retorno dos relâmpagos NS.

A multiplicidade baixa dos relâmpagos NS observada anteriormente faz surgir uma indagação se esta característica poderia afetar a quantidade de cargas transferidas para o solo. Um parâmetro importante que pode expressar esta estimativa é o pico de corrente desses relâmpagos. Assim a Figura 4.24a mostra a distribuição do pico de corrente para os primeiros relâmpagos NS fornecido pela rede BrasilDAT. As barras em cor preta e cinza representam a distribuição de pico de corrente para relâmpagos NS negativos e positivos, respectivamente. Para aquelas tempestades em que o relâmpago foi múltiplo, a polaridade esta associada à primeira descarga de retorno do relâmpago. A maioria (98 %) do primeiro relâmpago NS são negativos, com um pico de corrente médio de aproximadamente -11 kA. Apenas uma tempestade apresentou polaridade positiva e teve um pico de corrente de aproximadamente +16 kA. A predominância de relâmpagos NS negativos (em relação aos relâmpagos positivos) em tempestades é um comportamento tipicamente conhecido e foi observado em diversos países e no Brasil. Por exemplo, Pinto Jr. et al. (2006) encontraram uma porcentagem de relâmpagos positivos

correspondendo a apenas 8,2 % do total de relâmpagos (positivos mais negativos) observados na região Sudeste do Brasil. Adicionalmente a Figura 4.23b mostra uma intercomparação entre os valores de pico de corrente estimados pela BrasilDAT e RINDAT para 25 tempestades. Os valores estão em concordância razoável, embora uma pequena variabilidade pode ser observada. Esta variabilidade é inerente aos dados e pode ser associada a eficiência de detecção das redes e a forma como o pico de corrente é determinado. No entanto, esta comparação indica que é plausível a utilização do pico de corrente fornecido pela rede BrasilDAT. A maioria dos relâmpagos (Figura 4.23a) possuem valores baixos (5-15 kA), embora alguns valores mais altos podem ser observados (30-40 kA). Os valores observados por Pinto Jr. et al. (2006) sobre o Brasil são duas vezes maiores que aqueles observados neste estudo (27 kA contra 11 kA para os relâmpagos NS negativos).

Em princípio o baixo pico de corrente encontrado neste estudo em comparação ao trabalho de Pinto Jr. et al. (2006) pode estar associado a diferenças nas redes. No entanto, como segunda expeculação estes resultados também sugerem que os relâmpagos iniciais em tempestades compactas poderiam ser menos 'intensos' em relação aqueles de tempestades associados a sistemas de mesoescala. Esta diferença poderia estar associada a ocorrência de um processo de *breakdown* menos intenso em tempestades compactas, que como consequência, poderia favorecer a formação de relâmpagos com pico de corrente mais baixo. Em adição, o caráter compacto do principal centro de carga negativa nestas tempestades poderia reduzir ou limitar o total de cargas transportadas para o solo, acarretamento numa redução no pico de corrente. Embora estas suposições sejam factíveis, os relâmpagos observados nos estudos anteriores poderiam não ser o primeiro relâmpago das tempestades. Sendo assim, a intercomparação direta entre o presente estudo e os demais se torna uma tarefa difícil, e que pode ter contribuído para estas diferenças.

96



Figura 4. 24 - (a) Distribuição de frequência relativa (%) do pico de corrente (kA) para os relâmpagos NS da BrasilDAT e (b) comparação do pico de corrente (kA) de 25 relâmpagos detectados pela BrasilDAT (linha na cor preta) e RINDAT (linha na cor vemelha). Em (a) as barras em cor preta e cinza representam os relâmpagos negativos e positivos, respectivamente.

## 4.3.2. Evolução das Assinaturas Polarimétricas Antes do Primeiro Relâmpago Nuvem-Solo

Nesta seção será avaliada a evolução das assinaturas polarimétricas das tempestades desde o primeiro eco de radar até o momento do primeiro relâmpago NS. A determinação dessas características visa avaliar as principais assinaturas da água liquida super-resfriada, cristais de gelo e *graupel* na camada de fase mista, assim como determinar o potencial dessas assinaturas como precursores da ocorrência do primeiro relâmpago NS. Para isto o ciclo de vida das tempestades foi dividido em três instantes: (i) instante que o eco de radar com refletividade maior que 20 dBZ acima de 0 °C foi pela primeira vez detectado; (ii) instante intermediário entre o primeiro eco de radar e o primeiro relâmpago NS e o (iii) instante do primeiro relâmpago NS. O limiar de 20 dBZ é semelhante ao utilizado por Yang e King (2010) para prever a iniciação de

relâmpagos em tempestades de verão. Embora alguns radares sejam capazes de detectar ecos com refletividade menor que 20 dBZ, valores maiores que este limiar aumentam a probabilidade de detectar eco de radar que poderá evoluir para tempestades que possuem potencial para produzir relâmpagos (KNIGHT; MILLER, 1993). Além disso, a estrutura vertical das tempestades foi separada em três camadas de temperatura: camada de fase quente (acima de 0 °C), mista (entre 0 ° e -40 °C) e fria (entre -40 ° e -65 °C). As Figuras 26a, b, c e d apresentam os *'box* e *whiskers'* para Z<sub>h</sub>, Z<sub>dr</sub>, K<sub>dp</sub> e ρ<sub>hv</sub>, respectivamente.

No instante inicial das tempestades (subfiguras na lateral esquerda, tempo 1) é observado uma predominância de refletividade moderada (até 40 dBZ), e  $Z_{dr}$  (até +4 dB) e  $K_{dp}$  (até +3,8 ° km<sup>-1</sup>) positivos, enquanto a  $\rho_{hv}$  possui valores predominantemente acima de 0,95. Estes resultados indicam que um eficiente processo de formação de água super-resfriada esta acontecendo neste momento, no entanto a alta variabilidade mostrada pelo  $Z_{dr}$  indica também a formação das primeiras partículas de gelo na camada de fase mista. Estas observações implicam na existência de um centro convectivo bem desenvolvido. Em partes, a relativamente resolução temporal baixa do radar (~ 6 min) poderia não ter sido capaz de capturar o estágio bem inicial das tempestades, consequentemente indicando o primeiro eco de radar já num estágio mais desenvolvido.

Em contrapartida, entre o estágio inicial e o momento intermediário a refletividade aumentou rapidamente (tempo 2). Valores de até 60 dBZ são observados na camada de fase quente, enquanto na fase fria o máximo valor notado é de aproximadamente 35 dBZ. Notoriamente os primeiros valores de  $Z_{dr}$  (até -1 dB) e  $K_{dp}$  (até -1,5 ° km<sup>-1</sup>) negativos são observados na camada de fase mista, indicando o início do processo de eletrificação e o alinhamento das primeiras partículas de gelo pelo campo elétrico em crescimento. Este alinhamento inicial das partículas de gelo é inferido também observando que  $Z_{dr}$  foi a variável que demonstrou a maior discrepância entres as camadas das

tempestades. A camada de fase mista apresenta valores entre -1 e +6 dB, enquanto na fase quente o mínimo valor é de 0 dB.



Figura 4. 25 - Distribuição das variáveis (a) Z<sub>h</sub>, (b) Z<sub>dr</sub>, (c) K<sub>dp</sub> e (d) ρ<sub>hv</sub> para três instantes do ciclo de vida das tempestades: i) instante do primeiro eco de radar (tempo 1), ii) instante intermediário entre o primeiro eco de radar e o primeiro relâmpago NS (tempo 2) e o iii) instante do primeiro relâmpago NS (tempo 3). As cores representam três camadas das tempestades: camada de fase quente (abaixo de 0 °C, caixa em cor vermelha), mista (entre 0 ° e -40 °C, caixa na cor preta) e fria (entre - 40 ° e -68 °C, caixa na cor azul).

No momento do primeiro relâmpago NS as variáveis polarimétricas apresentam grandes diferenças entre as camadas das tempestades, em comparação com os dois instantes do ciclo de vida anteriores (tempo 1 e tempo 2). O K<sub>dp</sub> reduz dramaticamente na camada de fase fria (mínimo de aproximadamente -1 ° km<sup>-</sup>

<sup>1</sup>), enquanto a sua distribuição na fase quente aumenta, e K<sub>dp</sub> mais positivos são observados. Em adição observa-se que a refletividade alcança valores acima de 50 dBZ, para todas as regiões. Estes resultados demonstraram e reforçam os resultados da seção 4.2. A existência de uma concentração alta de partículas de gelo orientadas verticalmente na camada de fase fria torna-se evidente. No entanto, embora na camada de fase mista essas assinaturas indicam a existência de *graupel* e partículas de gelo, existe uma grande variabilidade. Por outro lado, *graupel* em processo de derretimento podem ser os responsáveis pelo processo intenso de formação de gotas de chuva grandes observados na camada de fase quente. A Tabela 4.2 sumariza os percentis de 10 % e 90 % das variáveis polarimétricas para os três instantes do ciclo de vida das tempestades analisadas.

Tabela 4. 2 - Percentis de 10 % e 90 % da Z<sub>h</sub>, Z<sub>dr</sub>, K<sub>dp</sub> e ρ<sub>hv</sub> para três instante do ciclo de vida das tempestades: i) primeiro eco de radar, ii) entre o primeiro eco de radar e o primeiro relâmpago NS e iii) primeiro relâmpago NS. Os valores são mostrados para a fase quente (abaixo de 0 °C), mista (entre 0 ° e -40 °C), e fria (entre -40 ° e -68 °C).

	Variável	Z <sub>h</sub> (dBZ)		Z	Z <sub>dr</sub> (dB)		K <sub>dp</sub> ( <sup>o</sup> km <sup>-1</sup> )		ρ <sub>hv</sub>	
Etapas do Ciclo de Vida	Percentil	p10	p90	p1(	) p90	p10	p90	p10	p90	
<u>Tempo 1:</u> Primeiro Eco de Radar	Quente	18,0	46,5	1,1	7 5,34	-0,89	1,27	0,94	1,00	
	Mista	20,5	41,0	0,04	4,40	-1,01	1,12	0,96	1,00	
	Fria	15,5	15,5	0,62	2 0,62	-0,60	-0,60	1,00	1,00	
<u>Tempo 2:</u> Intermediária	Quente	34,5	56,5	2,5	l 5,34	-0,51	2,88	0,93	0,99	
	Mista	33,5	56,0	0,0	7 4,16	-0,51	1,92	0,90	0,99	
	Fria	25,5	39,5	-0,1	7 0,70	-0,26	1,40	0,99	1,00	
<u>Tempo 3:</u> Primeiro Relâmpago NS	Quente	47,0	60,5	2,59	9 5,11	0,69	4,77	0,87	0,98	
	Mista	35,0	57,5	0,04	4 3,37	-0,56	2,15	0,85	0,99	
	Fria	27,0	44,0	-0,0	9 0,83	-0,76	0,55	0,98	1,00	

As incertezas associadas a variabilidade grande observada no  $Z_{dr}$  na camada de fase mista podem ser esclarecidas se intercomparado para o mesmo *bin* do radar os valores simultâneos de  $Z_h$  e  $Z_{dr}$  e de  $Z_h$  e  $K_{dp}$  (Figura 4.26). Nota-se que as relações entre as variáveis não são muito distintas entre as camadas das tempestades para o instante do primeiro eco de radar. Em média observase que valores de  $Z_h$  (~ 30 dBZ) moderados estão associados a  $Z_{dr}$  tão altos quanto + 6 dB, e a  $K_{dp}$  tanto positivos quanto negativos (entre -2 e +2 ° km<sup>-1</sup>). Estas diferenças nas relações de  $Z_{dr}$  e  $K_{dp}$  com a  $Z_h$  possivelmente são efeitos não contabilizados da correção de atenuação na camada de fase quente.

As relações de dispersão são muito similares para o instante intermediário (Figura 4.26b) e o instante do primeiro relâmpago (Figura 4.26c). Pode ser observado uma relação positiva entre  $Z_h e K_{dp}$  na camada de fase quente. As refletividades mais altas (máximo de 60 dBZ) estão associadas aos  $Z_{dr}$  mais altos e positivos (máximo de +7 ° km<sup>-1</sup>). Estes resultados evidenciam que gotas de chuva grandes e oblatas são possíveis alvos no momento do primeiro relâmpago NS na camada de fase mista, provavelmente associado ao derretimento de *graupel* na camada de fase mista. Esta suposição é reforçada pela observação de que as refletividades entre 30 e 60 dBZ podem estar associadas a uma faixa extensa de valores de K<sub>dp</sub> (desde -2 até +2 ° km<sup>-1</sup>) na camada de fase mista. Por outro lado, na camada de fase fria são observados valores de K<sub>dp</sub> negativos (mínimo de -1 ° km<sup>-1</sup>) associados a refletividade moderada (máximo de 45 dBZ), evidenciando assinaturas provenientes de partículas de gelo alinhadas verticalmente por forte campo elétrico.



Figura 4. 26 - Relação de dispersão entre Z<sub>h</sub> (dBZ) e Z<sub>dr</sub> (dB) (painéis à esquerda) e entre Z<sub>h</sub> (dBZ) e K<sub>dp</sub> (° km<sup>-1</sup>) (painéis à direita) para o (a) tempo 1, b) tempo 2 e o (c) tempo 3 e por camadas das tempestades como definido na Figura 4.25.

A estatística analisada anteriormente o qual considerou o comportamento das assinaturas polarimétricas para alguns momentos específicos do ciclo de vida das tempestades mostrou em média uma marcante diminuição do K<sub>dp</sub> na camada de fase fria, enquanto uma tímida diminuição no Z<sub>dr</sub> na camada de fase mista antes do primeiro relâmpago NS. Portanto torna-se importante neste momento avaliar se este comportamento ocorre de forma continua desde o momento que o primeiro eco de radar foi detectado até o momento do primeiro relâmpago NS. Além disso, esta análise pode expressar quão reproduzível é

este comportamento entre as tempestades analisadas. Para tanto, análises de *'time-height plots'* foram realizadas para todas as 53 tempestades. A Figura 4.27 mostra a evolução temporal de (a)  $Z_h$ , (b)  $Z_{dr}$ , (c)  $K_{dp}$  e (d)  $\rho_{hv}$  para a tempestade ocorrida em 10 de novembro de 2011 às 18:48 UTC. Embora nem todas as 53 tempestades tenham apresentado exatamente o mesmo comportamento desta tempestade, a descrição qualitativa desta tempestade representa o geral comportamento de todos os casos.

A tempestade iniciou às 18:48 UTC apresentando o primeiro relâmpago NS após 18 min que o primeiro eco de radar foi detectado. Durante o estágio inicial foi observado uma refletividade de aproximadamente 20 dBZ (Figura 4.27a) associada a um Z<sub>dr</sub> (+2 dB) positivo (Figura 4.27b) acima do nível de 0 °C. Nota-se, portanto, um forte processo de formação de água super-resfriada ocorrendo durante o estágio inicial em associação a correntes ascendentes intensas. Este processo possivelmente favoreceu o início do processo de carregamento e a formação das cargas elétricas iniciais no interior da tempestades. Após este intervalo de tempo o tamanho da tempestade aumentou bruscamente atingindo raio efetivo máximo de aproximadamente 3-4 km no momento do primeiro relâmpago NS (curva na cor preta, Figura 4.27a). Simultaneamente a porcentagem da área com Z<sub>dr</sub> negativo em 6 km de altura (nível que corresponde à altura média do centro principal de carga negativa, -10 °C) aumentou em 50 % em relação à área total (curva tracejada na cor preta, Figura 4.26b). Em consistência, o valor do Z<sub>dr</sub> diminuiu repentinamente desde o primeiro eco de radar até o momento do primeiro relâmpago NS (curva na cor azul, Figura 4.27b). Adicionalmente, é notável que o mínimo valor do Z<sub>dr</sub> (~ -1 dB) ocorreu próximo ao instante de ocorrência do primeiro relâmpago IN. Simultaneamente na camada de fase mista é inferida a ocorrência de mistura de hidrometeoros, o que é observado através dos valores de phy baixos (~ 0,75). Estas observações implicam que a concentração alta de partículas de água super-resfriadas inferidas durante o estágio inicial da tempestade serviram como uma importante fonte para a formação das partículas de gelo na

camada de fase fria próximo ao momento de ocorrência do primeiro relâmpago NS. Em contrapartida, o processo de carregamento na camada de fase mista pode estar associado à concentração alta de *graupel*, devido aos altos de Z<sub>h</sub> valores (60 dBZ) e Z<sub>dr</sub> negativo (entre -0,5 e -1,0 dB) observados. Portanto, nota-se que o uso da tendência temporal do Z<sub>dr</sub> mínimo na coluna vertical e da área com estes valores negativos próximo de 6 km de altura pode capturar o momento de ocorrência do primeiro relâmpago NS.

Uma característica adicional observada é o constante valor do  $Z_{dr}$  próximo de 0 dB após a ocorrência do primeiro relâmpago NS (curva na cor azul, Figura 4.27b). Neste momento observa-se a intrusão de gotas super-resfriadas (inferido através dos valores de  $Z_{dr}$  positivo, ~ +0,5 dB) até níveis próximos de 10 km. Aparentemente esta tendência constante do  $Z_{dr}$  após o primeiro relâmpago NS poderia estar associada a pouca variabilidade do tamanho da tempestade após este momento ou devido a uma rápida reorientação das partículas de gelo no interior da tempestade. Além disso, a relativamente baixa resolução temporal do radar (6 min) poderia não ter sido capaz de capturar a rápida mudança na orientação destas partículas, acarretando numa baixa variabilidade da assinatura de  $Z_{dr}$  após o primeiro relâmpago NS.

Estes resultados confirmam as análises de 'box e whiskers plots' realizadas anteriormente (Figura 4.25). Além disso, evidenciam novamente uma notável modulação na eletrificação inicial das tempestades e produção dos primeiros relâmpagos IN e NS pela microfísica das nuvens. Portanto, estas assinaturas polarimétricas podem ser utilizadas em conjunto com a distribuição das fontes emitidas por estes relâmpagos para analisar a estrutura elétrica destas tempestades. Estas análises são importantes, pois podem determinar o comportamento das regiões onde estes relâmpagos são iniciados e propagados, assim como sua relação com as principais assinaturas polarimétricas. Assim, na próxima seção serão abordados estes tópicos associados à estrutura elétrica destas tempestades compactas.

105



Figura 4. 27 - Evolução temporal desde o primeiro eco de radar até a imagem que ocorreu os primeiros relâmpagos NS para a tempestade ocorrida em 10 de novembro de 2011 às 18:48 UTC: (a) Z<sub>h</sub> (dBZ), (b) Z<sub>dr</sub> (dB), (c) K<sub>dp</sub> (° km<sup>-1</sup>) e (d) ρ<sub>hv</sub>. A linha em cor preta em (a) representa o raio efetivo (km). Em (b) a linha na cor azul representa o mínimo Z<sub>dr</sub> no perfil vertical e a linha tracejada na cor preta indica a razão entre as áreas com Z<sub>dr</sub> negativo e positivo. As linhas verticais na cor preta e azul indicam relâmpagos IN e NS, respectivamente. Os números indicam a multiplicidade e as setas o momento do primeiro relâmpago IN (cor preta) e NS (cor azul).

## 4.3.3. Estrutura Elétrica e Região de Iniciação do Primeiro Relâmpago Intra-Nuvem e Nuvem-Solo

Nas etapas anteriores foram avaliadas as principais características físicas do primeiro relâmpago IN e NS e a sua relação com as assinaturas polarimétricas. Contudo reveste-se de grande importância neste momento identificar em que regiões preferenciais iniciam-se e propagam-se estes relâmpagos, assim como identificar a estrutura elétrica típica destas tempestades compactas. Para tanto, foi escolhido um estudo de caso de uma tempestade que ocorreu próximo ao centro da rede SPLMA (~30 km) e que apresentou relativamente alta quantidade de fontes de VHF (~2000 fontes) no momento do primeiro relâmpago NS. A primeira análise consistiu da avaliação da evolução temporal simultânea das assinaturas polarimétricas (isto é, das variáveis  $Z_h$ ,  $Z_{dr}$ ,  $K_{dp}$  e  $\rho_{hv}$ ) e das fontes de VHF desde o primeiro eco de radar até o momento do primeiro relâmpago NS.

A Figura 4.28 mostra o *PPI* de  $Z_h$  mais próximo da isoterma de -5 °C para a tempestade ocorrida em 20 de fevereiro de 2012 às 18:00 UTC. Nestas imagens de *PPI* os relâmpagos IN e NS da BrasilDAT e as fontes de VHF da SPLMA foram contabilizados durante o intervalo de tempo de 6 min, correspondendo a resolução temporal do radar. O primeiro eco de radar foi detectado às 18:00 UTC (Figura 4.28a) e foi associado a três pequenas células com 17 dBZ cada. A tempestade desenvolveu-se rapidamente após 12 min (Figuras 4.28b-c), atingindo 7 km de extensão horizontal com máxima  $Z_h$  de aproximadamente 45 dBZ. No entanto, as primeiras fontes de VHF e o primeiro relâmpago IN surgiram apenas depois de 24 min do primeiro eco de radar (Figura 4.28e), quando a tempestade alcançou 12 km de extensão horizontal e valores de  $Z_h$  máximos de aproximadamente 54 dBZ. Como pode ser observado à maioria das fontes e os três primeiros relâmpagos IN ocorreram na região convectiva da tempestade. Após 6 min (Figura 4.28f) a tempestade tornou-se mais alongada horizontalmente (~15 km) e a frequência de

relâmpagos aumentou repentinamente. O primeiro relâmpago NS ocorreu 30 min depois do primeiro eco de radar e apresentou polaridade negativa com apenas uma descarga de retorno (Figura 4.28f). Durante este intervalo de tempo um total de quatro relâmpagos IN e seis relâmpagos NS foram registrados. Estes resultados indicam uma sequência bem definida da ocorrência dos eventos enumerados como: i) observação do primeiro eco de radar, ii) ocorrência da radiação em VHF inicial, iii) primeiro relâmpago IN e o iv) primeiro relâmpago NS. Adicionalmente se considerado o momento onde ocorreu a Zh máxima de 45 dBZ próximo ao nível de -10 °C um lead-time de aproximadamente 18 min é encontrado. Valores de lead-time semelhantes foram encontrados por diversos trabalhos anteriores (BUECHLER; GOODMAN, 1990; GREMILLION; ORVILLE, 1999; VINCENT et al. 2004; YANG; KING, 2010). Estes estudos sugeriram que um limiar mínimo de 40 dBZ próximo a isoterma de -10 °C seria necessário para iniciação do primeiro relâmpago NS com um médio lead-time de aproximadamente 17 min. Estes resultados indicam que as tempestades compactas analisadas no presente trabalho possuem em média um comportamento semelhante daquelas de outras regiões.

A análise dos *PPIs* ajudou avaliar como a estrutura horizontal e a frequência dos relâmpagos e as fontes de VHF evoluíram ao longo do ciclo de vida. Contudo, cortes verticais para cada uma das variáveis podem detalhar como a estrutura vertical evolui no tempo e como são associadas às regiões na qual estes relâmpagos são formados. Para a realização deste mapeamento foram utilizadas as fontes de VHF associadas a cada um dos relâmpagos registrados para esta tempestade. A posição da região de iniciação de cada relâmpago foi obtida baseada na localização média (em latitude, longitude e altitude) dos 10 % das primeiras fontes pertencentes a cada relâmpago. Assim os cortes verticais foram realizados próximo à região onde ocorreram os relâmpagos, como pode ser visto destacado com uma linha tracejada na cor preta na Figura 4.28 discutida anteriormente. A Figura 4.29 mostra a estrutura vertical das

variáveis (a)  $Z_h$ , (b)  $Z_{dr}$ , (c)  $K_{dp}$  e (d)  $\rho_{hv}$  desde o primeiro eco de radar até o momento do primeiro relâmpago NS e as regiões de iniciação de cada relâmpago IN e NS.



Figura 4. 28 - Evolução do PPI em -5 °C de Z<sub>h</sub> (dBZ) do primeiro eco de radar até o momento do primeiro relâmpago NS da tempestade ocorrida em 20 de fevereiro de 2012 às 18:00 UTC. Círculos na cor preta representam relâmpagos IN e cruzes na cor azul indicam relâmpagos NS, respectivamente. As fontes de VHF são plotadas como pontos na cor rosa. Símbolos destacados na cor branca indicam a localização do primeiro relâmpago IN e NS. A linha tracejada na cor preta indica a região que será realizada o corte vertical.

A tempestade apresenta um echo-base inicial em aproximadamente 2 km de altura e alguns ecos de radar até 7 km (-16 °C) (Figura 4.29a). Após 18 min (Figura 4.29d) o topo da tempestade evoluiu rapidamente e alcançou 14 km de altura associado a uma Z<sub>h</sub> alta (~ 50 dBZ) próximo ao nível de -53 °C. Neste momento pode ser observada uma coluna com valores de Z<sub>dr</sub> positivos (+ 3 dB) e K<sub>dp</sub> (+1,5 ° km<sup>-1</sup>) atingindo até -17 °C. A imagem seguinte (Figura 4.29e) mostra que o primeiro relâmpago IN ocorreu quando esta coluna com Z<sub>dr</sub> positivo descendeu abaixo de -17 °C (7 km) e uma região extensa com valores de Z<sub>dr</sub> negativo surgiu repentinamente acima deste nível. O relâmpago IN mais alto iniciou próximo à isoterma de -40 °C (10,3 km) numa região que apresentou os valores de Z<sub>dr</sub> menores (mínimo de -1,5 dB). De modo similar, Bruning et al. (2007) observaram que os seis primeiros relâmpagos NS de uma tempestade multicelular analisada iniciaram próximo de regiões com valores de Z<sub>h</sub> máximo (60-65 dBZ) associado simultaneamente a uma coluna com valores de Z<sub>dr</sub> pronunciados estendendo-se acima da camada de derretimento. Estas colunas com Z<sub>dr</sub> positivo indica que água líquida super-resfriadas estão sendo ascendidas por correntes ascendentes intensas no interior dessas regiões, onde provavelmente estes hidrometeoros estejam crescendo através do processo de coalescência. A ascensão destas gotas a níveis acima da camada de derretimento é conhecido com um processo favorável a produzir embriões de graupel (CAREY; RUTLEDGE, 2000; TAKAHASHI; KEENAN, 2004; BRUNING et al., 2007).

110



Figura 4. 29 - Corte vertical da tempestade da Figura 4.28 para as variáveis Z<sub>h</sub>, Z<sub>dr</sub>, K<sub>dp</sub> e ρ<sub>hv</sub>. Os símbolos representam a região de iniciação dos relâmpagos IN e NS. Círculos na cor preta representam relâmpagos IN e cruzes na cor azul indicam relâmpagos NS, respectivamente. Símbolos destacados na cor branca indicam a localização do primeiro relâmpago IN e NS.

Após este momento a imagem subsequente (Figura 4.29f) registrou a ocorrência do primeiro relâmpago NS próximo da isoterma de -17 °C às 18:30 UTC. Durante este intervalo de tempo as colunas com valores de Z<sub>h</sub>, Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub>

altos tornaram-se mais estreitas e uma região extensa com valores de  $\rho_{hv}$  altos (> 0,9) foi observada acima de -15 °C. É notável também a formação de gotas de chuva grandes ( $Z_{dr}$  > + 3 dB) na região de fase quente desta tempestade no momento do primeiro relâmpago NS. Estas observações mostram que embora haja semelhança microfísica em relação ao momento do primeiro relâmpago IN, uma concentração alta de partículas de gelo no topo da camada de fase mista é necessária para ocorrência do primeiro relâmpago NS. Nota-se também que estes resultados são consistentes com aqueles encontrados nos estudos da relação entre as assinaturas polarimétricas em função da frequência de fontes de VHF (seção 4.2). É importante observar que embora alguns relâmpagos IN iniciaram quase na mesma região que os relâmpagos NS, apenas os relâmpagos IN foram observados em níveis superiores a -30 °C (9 km).

Como observado no trabalho apresentado por Rison et al. (1999) a região preferencial de formação dos relâmpagos dependem da disposição das cargas elétricas no interior das tempestades. Esta disposição das cargas elétricas define o tipo de estrutura elétrica dessas tempestades. Assim a análise sobre a região de iniciação dos relâmpagos realizada anteriormente (Figura 4.29) pode ser aprofundada ao ser avaliado a distribuição vertical das fontes de VHF emitidas pelos relâmpagos. Para isto, foram utilizadas as fontes de VHF acumuladas durante a imagem volumétrica de radar que registrou o primeiro relâmpago IN, apresentadas anteriormente na Figura 4.28. Assim, a Figura 4.30 mostra a distribuição de fontes de VHF acumulada entre 18:24 e 18:30 UTC fornecidas pela rede SPLMA. Nesta figura os relâmpagos IN identificados pela rede BrasilDAT são apresentados como círculos na cor preta e o primeiro relâmpago é destacado por uma seta na cor preta. Como uma primeira observação destaca-se que todos os três primeiros relâmpagos IN foram notavelmente identificados pelas fontes de VHF fornecidas pela SPLMA (Figura 4.30a). Estes relâmpagos foram precedidos por dois grupos de fontes de VHF (entre o intervalo de tempo de 2,5 e 3,2 min) observados acima da camada de
derretimento. A maioria das fontes ocorrem ao sul dos relâmpagos e acima da camada de derretimento (4,4 km, 0 °C) (Figuras 4.30c e 4.30e) indicando o desenvolvimento inicial do processo de eletrificação na camada de fase mista.

Em termos da distribuição vertical das fontes de VHF notam-se duas regiões com máxima ocorrência: (i) pico em 6 km e um (ii) pico secundário em aproximadamente 11-12 km de altura. Considerando que um líder negativo de relâmpagos IN entrando em regiões com cargas predominantes positivas tendem a emitir muito mais sinais eletromagnéticos do que um líder positivo do relâmpago ao adentrar regiões com cargas negativas (RISON et al., 1999), acredita-se que ambas as regiões sejam carregadas positivamente. Contudo, diferentemente dos estudos anteriores, o centro de fontes mais intenso esta localizado em baixos níveis (6 km). Estudos anteriores tem identificado que o centro positivo dominante reside próximo de 11-12 km (BRUNING et al., 2007; SARAIVA et al., 2014), diferentemente do que foi observado no presente estudo. Em primeira instância, provavelmente esta frequência mais alta de fontes próxima a 6 km seja um artefato do ângulo de visada da rede SPLMA para regiões próximas ao centro da rede. Para regiões próximas (< 30 km) ao centro da rede SPLMA o ângulo de visada da rede possui baixa elevação, o que facilitaria a identificação de mais fontes com baixa altura. Por outro lado, se esta influência fosse de segunda ordem, estes resultados podem indicar que tempestades compactas no momento do primeiro relâmpago IN ainda apresentam um centro de cargas em desenvolvimento. Sendo que a concentração de correntes ascendentes fortes e água super-resfriada e graupel próximo do nível de -10 °C estariam contribuindo para esta região apresentar intenso processo de colisão e formação de cargas elétricas.



Figura 4. 30 - Distribuição das fontes ocorridas durante a imagem de radar que registrou o primeiro relâmpago IN (Figura 28e). As cores representam o tempo de ocorrência das fontes, aumentando do azul para o vermelho.

Como visto na análise do corte vertical (Figura 4.29) as propriedades microfísicas no momento do primeiro relâmpago IN são ligeiramente diferentes daquelas do instante do primeiro relâmpago NS. Estas diferenças poderiam impactar a distribuição vertical das fontes no interior das tempestades, e como consequência afetar a estrutura de cargas elétricas. Considerando esta hipótese, a distribuição de fontes durante o intervalo de tempo que registrou o primeiro relâmpago NS também foi analisada (Figura 4.31). Nota-se que esta distribuição é ligeiramente diferente daquela observada no momento do primeiro relâmpago IN (Figura 4.30). O primeiro relâmpago NS ocorreu 2 min

após o primeiro IN e foi registrado no inicio do escaneamento volumétrico do radar (Figura 4.31). Alguns relâmpagos IN e NS ocorreram após o primeiro relâmpago NS, em intervalos de tempo constantes. Nota-se um aumento repentino no número de fontes de VHF após o tempo de 3,7 min, o que esteve associado a um relâmpago que teve duas recargas de retorno. Em contrapartida, é notável que a maioria das fontes são observadas abaixo de 10 km de altura (Figura 4.31d). Esta característica implica na existência de dois centros de cargas com frequência máxima de fontes de VHF em: (i) 6 km e (ii) 10 km. Novamente, esta distribuição de fontes é qualitativamente similar a aquelas encontradas por Bruning et al. (2007) e Lund et al. (2009). Tais estruturas são tipicamente definidas como tripolar, com um dominante centro negativo de cargas em aproximadamente 8-9 km, entre dois centros de cargas positivas. No entanto, diferentemente desses estudos anteriores o máximo de fontes é observado em baixos níveis.

Provavelmente, esta observação indica que o centro de cargas positivo inferior é o dominante e mais intenso em relação ao centro superior. Novamente, estas características podem ser um efeito (se desconsiderado as limitações da rede SPLMA) do desenvolvimento do processo de carregamento em estágios iniciais destas tempestades. Esta hipótese é reforçada pela observação que a maioria dos trabalhos sobre estrutura de cargas elétricas tem focado sobre o estágio de maturação de tempestades de mesoescala. Durante este momento do ciclo de vida as tempestades estão num estágio avançado do processo de eletrificação, estando os centros mais intensos em níveis mais altos, o que promoveria a formação de relâmpagos em níveis de altura superores. No entanto, uma análise aprofundada sobre estes centros de cargas, pode ser conseguida se avaliado a propagação individual das fontes pertencentes ao primeiro relâmpago IN e NS.

115



Figura 4. 31 - Similar a Figura 4.30, porém para as fontes ocorridas durante a imagem de radar que registrou o primeiro relâmpago NS.

A Figura 4.32 mostra o mapeamento das fontes de VHF pertencentes ao primeiro relâmpago IN da tempestade em análise. O círculo na cor preta indica a localização/tempo de ocorrência do primeiro relâmpago IN fornecido pela rede BrasilDAT. Este relâmpago iniciou em aproximadamente 8 km (-23 °C) de altura e propagou suavemente de forma descendente até a camada de derretimento (4,4 km, 0 °C) durante os primeiros 125 ms após a sua iniciação. Após 125 ms de iniciado, o líder do relâmpago IN alcança a camada de derretimento e a quantidade de fontes diminui drasticamente (Figura 4.32a e b) antes de ser detectado pela BrasilDAT. Durante um longo período (~ 145 ms) são observadas apenas fontes esparsas e isoladas, indicando que possivelmente estas fontes não estejam associadas ao relâmpago em análise.

Adicionalmente, nota-se que existe uma grande separação espacial entre as fontes de VHF e o relâmpago detectado, sendo que as fontes são localizadas predominantemente ao sul do relâmpago (Figura 4.32e). Estas características indicaram uma duração e comprimento de aproximadamente 0,3 segundos e 3,8 km, respectivamente. Porém a característica mais marcante observada é que a propagação em uma altura quase constante do primeiro relâmpago IN é notavelmente distinta pelo proposto pela teoria do líder bidirecional para formação de relâmpagos (KASEMIR, 1960). No entanto, a ausência de um dos ramos deste relâmpago IN, poderia estar associado a dificuldade da rede SPLMA em detectar as emissões deste ramo.



Figura 4. 32 - Distribuição de fontes de VHF associada ao primeiro relâmpago IN.

De maneira semelhante ao analisado para o relâmpago IN, foi realizado o mapeamento das fontes de VHF para o primeiro relâmpago NS (Figura 4.33). Diferentemente para o relâmpago IN, observa-se uma boa concordância espacial e temporal entre as fontes e o relâmpago sendo analisado. Por outro lado, este relâmpago NS iniciou-se quase na mesma altitude do IN (~ 8 km, -23 °C) e rapidamente atingiu o solo (após 60 ms). A análise da propagação do relâmpago sugere que a maioria das fontes antes de 60 ms correspondem para um desenvolvimento no interior da tempestade com forte emissão na frequência de VHF do líder negativo. Durante este intervalo de tempo o líder negativo propagou em uma distância horizontal de aproximadamente 2 km, o que representa uma fração razoável do tamanho do centro principal de carga negativa estimada nas análises anteriores (Figura 4.20, ~ 10 km de diâmetro). Adicionalmente, estes resultados são consistentes com a estrutura de cargas inferida através das análises do acumulado total de fontes (Figura 4.31) e sugere a existência de um centro dominado por cargas negativas próximo de 8 km de altura.

Uma observação adicional é que mesmo após ter atingido o solo (após 60 ms) algumas fontes intermitentes continuaram propagando durante aproximadamente 160 ms acima da camada de derretimento (camada próxima da região de iniciação do relâmpago). Esta estrutura no interior da tempestade sugere que estas fontes podem estar associadas a emissões fracas do recoil *leader* (ou líder de recuo) positivo propagando em direção ao centro de cargas negativo após o canal do relâmpago ter sido ionizado pelo líder negativo principal. Análises (não mostradas) dos relâmpagos subsequentes desta tempestade apresentaram comportamento similar em relação ao primeiro relâmpago NS, com um máximo comprimento e duração de aproximadamente 2,3 km e 0,2 segundos, respectivamente. A Tabela 4.3 mostra de forma resumida as principais propriedades físicas dos doze primeiros relâmpagos da tempestade analisada.



Figura 4.33 - Similar para a Figura 4.32, porém para o primeiro relâmpago NS.

Ordem do		Tempo			Duração		Altura da
Relâmpago	Tipo	(hh:mm:ss)	PC (kA)	Multiplicidade	(seg)	Comp. (km)	Iniciação (km)
relâmp.#1	IN	18:28:23,016	-2,2	1	0,27	3,8	7,3
relâmp.#2	IN	18:28:56,507	2,0	1	0,12	1,5	10,2
relâmp.#3	IN	18:29:49,286	-1,1	1	0,03	2,5	6,8
relâmp.#4	NS	18:30:25,882	-15,2	1	0,20	1,9	7,7
relâmp.#5	NS	18:30:59,135	-17,0	1	0,22	1,0	7,0
relâmp.#6	IN	18:30:59,280	-9,1	1	0,22	1,0	7,0
relâmp.#7	IN	18:32:05,689	-4,9	1	0,36	4,1	7,0
relâmp.#8	NS	18:32:28,474	-14,5	1	0,07	2,2	6,6
relâmp.#9	IN	18:32:54,640	-14,8	1	0,21	1,3	6,8
relâmp.#10	NS	18:33:46,132	-12,1	2	0,20	2,3	6,5
relâmp.#11	NS	18:34:20,429	-15,9	1	0,11	0,6	6,7
relâmp.#12	IN	18:34:46,572	2,8	1	0,19	1,8	9,1

 Tabela 4. 3 - Características físicas dos 12 primeiros relâmpagos registrados para a tempestade ocorrida em 20 de Fevereiro de 2012.

#### **5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES**

### 5.1. Considerações Finais

Este trabalho teve como objetivo principal avaliar a relação entre as assinaturas polarimétricas de tempestades e a produção de relâmpagos. Para tanto, a pesquisa foi dividida em três etapas. Na primeira etapa foram avaliadas as características da precipitação e das descargas de retorno dentro da área e período de estudo. O objetivo desta etapa inicial foi o de caracterizar espacialmente a atividade elétrica e sua relação com os campos de precipitação e sua variabilidade temporal. Na segunda etapa foi avaliado como as assinaturas polarimétricas nas camadas de fase quente, mista e fria das tempestades variam em função da freguência de relâmpagos. A principal contribuição científica dessa etapa foi a definição das características polarimétricas, em cada camada dos perfis verticais de precipitação em função da frequência de ocorrência de fontes de VHF, permitindo assim definir um modelo conceitual das tempestades. Na terceira e última etapa foram caracterizadas as propriedades elétricas e assinaturas microfísicas antes do primeiro relâmpago IN e NS em tempestades compactas. Os principais avanços científicos desta última etapa foram o estabelecimento das principais assinaturas microfísicas para a iniciação de relâmpagos e seu impacto nas propriedades físicas dos relâmpagos. As principais conclusões das etapas abordadas nesta pesquisa são apresentadas a seguir.

De maneira geral, os resultados obtidos na primeira etapa do trabalho foram de grande utilidade no sentido de mostrar que a base de dados de relâmpagos e do radar estavam consistentes e possibilitou delimitar a região que apresentava simultaneamente uma boa eficiência de detecção da SPLMA e do radar. Com este conhecimento estas informações foram utilizadas na segunda etapa deste trabalho, que permitiu avaliar as assinaturas da estrutura vertical das tempestades em função da frequência de relâmpagos. A grande vantagem

deste estudo e o caráter inédito foi o uso de uma quantidade de perfis verticais extensa (nove milhões) combinados simultaneamente com as fontes de VHF em três dimensões.

A camada de fase quente foi a que apresentou sensibilidade maior em função da frequência de relâmpagos. Valores altos de Z<sub>dr</sub> (+4 dB) e K<sub>dp</sub> (+5 ° km<sup>-1</sup>) estiveram associados a Z<sub>h</sub> forte (40 dBZ) e ocorreram predominantemente em tempestades mais intensas, o que sugeriu um eficiente processo de formação de gotas de chuva grandes e oblatas. Dentre as variáveis analisadas o K<sub>dp</sub> foi a variável que apresentou maiores diferenças entre o grupo de perfis sem relâmpagos e aquelas com a máxima frequência de relâmpagos (+0,5 ° km<sup>-1</sup> contra +5 ° km<sup>-1</sup>). Além disso, os perfis de precipitação que tiveram a maior frequência de relâmpagos apresentaram um coeficiente de correlação baixo (mínimo em torno de 0,8). A análise tridimensional da combinação simultânea dessas variáveis polarimétricas reforçaram estas observações. Foi encontrado que as assinaturas polarimétricas de Zdr, Kdp e phy são diferentes entre os perfis com diferentes frequência de relâmpagos, apenas quando a refletividade é alta. Estas assinaturas foram interpretadas como uma resposta do derretimento de graupel grandes na camada de fase mista em conjunto com um intenso processo de formação de gotas de chuva grandes na camada de fase quente. Um aspecto adicional observado foi que os perfis sem relâmpagos foram caracterizadas por uma banda brilhante bem definida, evidenciado por um pico pronunciado observado em todas as variáveis próximo a isoterma de 0 °C. Assim, em consistência com estudos anteriores foi sugerido que a banda brilhante poderia ser utilizada para a discriminação entre tempestades com diferente frequência de relâmpagos.

Em contraste para a camada de fase quente, a fase mista apresentou uma sensibilidade menor em relação à frequência de relâmpagos. A camada inferior da camada de fase mista (entre 0 ° e -15 °C) apresentou uma sensibilidade

maior do que a camada superior (-15 ° e -30 °C). Assim para a camada inferior da fase mista as variáveis Z<sub>h</sub> e K<sub>dp</sub> apresentaram as diferenças maiores entre as categorias sem relâmpagos e aquela com a máxima frequência de relâmpagos, evidenciado pelos valores observados de aproximadamente 45 dBZ (Z<sub>h</sub>) e +1 ° km<sup>-1</sup> (K<sub>dp</sub>), respectivamente. A análise dos perfis verticais médios identificou que este pico positivo no K<sub>dp</sub> ocorreu em torno de -19 °C. Estes resultados foram interpretados como uma forte intrusão de água líquida super-resfriada, associada a colunas com K<sub>dp</sub> positivo desde a camada de derretimento até a isoterma de -19 °C em regiões com correntes ascendentes intensas. No entanto, podemos apenas afirmar sobre as características polarimétricas, uma vez que a interpretação e definição da propriedade microfísica, embora muito provável não possa ser comprovada. Esses resultados também indicam uma variabilidade alta nestas assinaturas na camada de fase mista, o que implica na consideração de particionar esta região em subcamadas em estudos que visam relacionar a microfísica e a ocorrência de relâmpagos.

Com relação à camada de fase fria, as camadas 1 (entre -30 ° e -45 °C) e 2 (entre -45 ° e -65 °C) apresentaram assinaturas polarimétricas semelhantes. Contudo, a característica observada mais notável foi um K<sub>dp</sub> negativo (- 0,5 ° km<sup>-1</sup>) apenas para as tempestades mais intensas. Valores negativos apenas foram observados na camada de fase fria, não sendo encontrados na camada de fase mista das tempestades com maior frequência de ocorrência de relâmpagos. Esta assinatura indicou a existência de uma concentração alta de partículas de gelo alinhadas verticalmente por forte campo elétrico e evidenciando esta característica como um potencial parâmetro para diagnóstico e previsão de relâmpagos.

Em síntese esta etapa demonstrou que as variáveis  $Z_h$ ,  $Z_{dr}$ ,  $K_{dp} e \rho_{hv}$  na camada de fase quente (embora com cautela) e  $K_{dp}$  na fase fria podem ser

parâmetros importantes para a previsão da frequência de relâmpagos através de radares banda X. Adicionalmente as assinaturas nestas camadas demonstram um potencial em discriminar entre tempestade (ou mais especificamente perfis verticais de precipitação) com e sem relâmpagos. As assinaturas em tempestades com relâmpagos são consistentes, com aquelas observadas em tempestades convectivas (isto é, ausência de banda brilhante e presença de um forte processo de formação de partículas de gelo). Desde que redes de LMA são capazes de medir a maioria dos tipos de relâmpagos (isto é, nuvem-solo, intra-nuvem, nuvem-nuvem) a frequência de fontes de VHF poderia ser um parâmetro adicional para classificação dos perfis verticais de hidrometeoros das tempestades convectivas. Assim, o final desta etapa indicou a viabilidade e a necessidade de uma avaliação mais detalhada dessas assinaturas para a formação dos primeiros relâmpagos em tempestades.

Este refinamento sobre o conhecimento do processo de eletrificação e formação do primeiro relâmpago foi realizado através da identificação de 53 tempestades compactas através de dados volumétricos de radar, informações de relâmpagos IN e NS e das fontes de VHF. Para tanto, esta terceira etapa foi dividida em três subetapas. Na primeira parte foram analisadas as propriedades físicas (multiplicidade, intervalo de tempo entre as descargas de retorno, pico de corrente e polaridade) do primeiro relâmpago NS destas tempestades.

As tempestades apresentaram um tamanho compacto (< 10 km de diâmetro) em 6 km (-10 °C), o que foi considerado como uma estimativa inicial do tamanho do centro de carga negativa destas tempestades. Este centro de cargas compacto possivelmente implicou na multiplicidade baixa (em relação aos relâmpagos em tempestades de mesoescala) observada para o primeiro relâmpago NS. 90 % dos relâmpagos NS apresentaram apenas uma descarga de retorno e sendo a maioria com polaridade negativa, e com um pico de

corrente médio de aproximadamente -11 kA. A multiplicidade máxima observada foi de duas descargas de retorno por relâmpago. Acredita-se que o tamanho reduzido (< 10 km em diâmetro) do centro de carga negativa principal destas tempestades seria o possível responsável pela multiplicidade baixa observada. De fato, é razoável assumir que quando o centro negativo principal é compacto, o líder positivo adentrando a região de carga negativa é incapaz de continuar sua progressão e fornecer cargas adicionais para subsequentes descargas de retorno. Por outro lado, o intervalo de tempo observado entre as descargas de retorno foi em média similar (40-90 ms) ao observado em tempestades multicelulares. Estima-se que durante este intervalo de tempo uma distância de aproximadamente 4 km poderia ter sido percorrida pelo líder positivo no interior dessas tempestades, o que representa uma razoável fração do tamanho do centro negativo de carga estimado (10 km). Portanto este resultado revelou que a extensão horizontal máxima da região de carga negativa poderia ser estimada ao se contabilizar a multiplicidade máxima apresentada pelos relâmpagos NS de uma tempestade.

A análise do ciclo de vida das tempestades indicou um tempo médio de 31 min e 38 min para a ocorrência do primeiro relâmpago IN e NS, respectivamente. Este relativamente longo tempo demonstra que estas tempestades possuem um processo lento de carregamento e eletrificação, o que promoveu a tardia ocorrência dos relâmpagos. Estes resultados abriram horizontes para a avaliação da evolução da assinatura polarimétrica desde o primeiro eco de radar até o primeiro relâmpago NS. Nesta segunda parte, foi observada uma diminuição brusca no Z<sub>dr</sub> acima da camada de derretimento antes da ocorrência do primeiro relâmpago NS. Simultaneamente a fração da área com Z<sub>dr</sub> negativo aumentou rapidamente, atingindo o máximo tamanho antes do momento do primeiro relâmpago NS. Estes resultados foram interpretados como uma clara evolução do conteúdo de água super-resfriada durante o estágio inicial da tempestade e a formação de partículas de gelo orientadas verticalmente por forte campo elétrico próximo do momento do primeiro relâmpago NS. Em contrapartida, na camada de fase mista baixos valores de Z<sub>dr</sub> evidenciaram a formação de concentração alta de *graupel*. No entanto é importante salientar que a inferência precisa (o que esta fora do escopo da presente pesquisa) da distinção entre a assinatura de partículas de gelo orientadas verticalmente e *graupel* em formato cônico alinhado pela gravidade nesta região, não é possível apenas usando a metodologia empregada neste estudo. Para isto seriam necessárias medidas em um ponto fixo das tempestades, como aquelas medidas realizadas por Caylor e Chandrasekar (1996). No entanto, sem perda de generalidades, o presente resultado sugere um grande potencial da tendência do valor e da área com Z<sub>dr</sub> negativo para a previsão da iniciação de relâmpagos.

Estes resultados indicaram que seria pertinente avaliar em qual região das tempestades estes relâmpagos iniciam e qual sua relação com as assinaturas polarimétricas. Os resultados dessas análises demonstraram uma sequência de eventos durante o processo inicial de eletrificação consistente com estudos anteriores, as quais são: (i) observação do primeiro eco de radar, (ii) radiação inicial em *VHF*, (iii) primeiro relâmpago IN e (iv) primeiro relâmpago NS. O primeiro relâmpago IN e NS iniciaram em aproximadamente 7 km (-17 °C) de altura. Esta região foi localizada sobre o topo de uma coluna com refletividade alta (50 dBZ), e com  $Z_{dr}$  (~ +3 dB) e  $K_{dp}$  (~ +1 ° km<sup>-1</sup>) positivos, e uma  $\rho_{hv}$  (0,65) baixa. Estes resultados são consistentes com observações em laboratório e sugerem que a formação destes primeiros relâmpagos deve-se provavelmente ao forte suporte de água super-resfriada abaixo e a formação de *graupel* nesta região.

Com respeito à estrutura elétrica esta tempestade apresentou uma distribuição tripolar, com o principal centro positivo inferido em 6 km (-10 °C) e o secundário em 11-12 km (-40 °C). Diferentemente dos estudos realizados em SCM, a mais

alta frequência de fontes esteve associada ao centro positivo inferior (6 km), o que provavelmente esta associada à limitada extensão vertical desta tempestade e possivelmente a uma maior concentração das correntes ascendentes intensas e água super-resfriada e partículas de gelo próximo ao nível de -10 °C durante o estágio inicial de eletrificação. A Figura 5.1 mostra os esquemas conceituais produzido por este trabalho. A Figura 5.1a ilustra as diferenças microfísicas entre as tempestades sem relâmpagos/com poucos relâmpago e aquelas com frequência de relâmpagos alta e a Figura 5.1b ilustra a evolução das características elétricas e polarimétricas em tempestades compactas desde o primeiro eco de radar ao momento do primeiro relâmpago NS.

Portanto, de uma maneira geral, este trabalho mostrou a existência de uma significante variabilidade das assinaturas polarimétricas entre as camadas das tempestades (isto é, fase quente, mista e fria) em função da iniciação e da frequência de relâmpagos. As propriedades destes primeiros relâmpagos são notoriamente diferentes daquelas observadas em tempestades de mesoescala e devem ser consideradas em estudos futuros. Logo, ressalta-se a importância do uso simultâneo das variáveis polarimétricas (isto é,  $Z_h$ ,  $Z_{dr}$ ,  $K_{dp}$  e  $\rho_{hv}$ ) analisadas em diversos níveis verticais das tempestades para uma melhor interpretação dos processos de eletrificação e iniciação dos relâmpagos. Este trabalho apresenta uma melhor compreensão e detalhamento do processo de formação e ocorrência de relâmpagos associados à microfísica das tempestades. Ao mesmo tempo salienta-se que também ficou evidente a complexidade dos processos microfísicos envolvidos na eletrificação das tempestades e ocorrência dos relâmpagos, os quais são dependentes de inúmeras variáveis, suscitando ainda de estudos mais detalhados pela comunidade científica para serem mais bem compreendidos e elucidados.

127



Figura 5. 1 - Esquemas conceituais produzido neste trabalho. (a) Distribuição de hidrometeoros em tempestade sem relâmpagos e com frequência alta de relâmpagos, com as setas indicando as correntes ascendentes. (b) Estrutura de cargas elétricas, formação do primeiro relâmpago IN e NS em tempestades compactas e o comportamento médio das variáveis polarimétricas Z<sub>dr</sub> e K<sub>dp</sub> desde o primeiro eco de radar até o momento do primeiro relâmpago NS para a camada de fase mista 1 (entre 0 ° e - 15 °C) e mista 2 (entre -15 ° e -30 °C). O eixo y esta em unidade normalizada em relação ao momento do primeiro eco de radar.

### 5.2. Sugestões para Trabalhos Futuros

Os resultados obtidos no presente trabalho mostraram uma importante associação entre as assinaturas microfísicas das tempestades inferidas por radar e a ocorrência de relâmpagos. A partir deste conhecimento adquirido, trabalhos futuros poderão avançar nesta linha de pesquisa e aprimorar as hipóteses aqui abordadas. Assim, algumas sugestões para trabalhos futuros são extremamente necessárias, as quais são as seguintes:

- Medidas em alta resolução temporal para avaliar as mudanças das características polarimétricas durante o processo de eletrificação e produção das descargas elétricas. Esse tipo de medida permitirá avançar nas conclusões e lacunas científicas que restaram destas análises.
- 2) Com a expansão dos radares de dupla-polarização no Brasil, análises futuras deverão ser realizadas para outras regiões e estações do ano para determinar quão diferentes são estas assinaturas para a produção de relâmpagos. Estas análises deverão considerar além da rede de relâmpagos BrasilDAT, aquelas que operam em longo alcance como a STARNET.
- 3) Conhecimento adicional sobre a iniciação de relâmpagos em tempestades poderá ser adquirido combinando-se simultaneamente informações das propriedades do topo das nuvens e do total de relâmpagos (como aquelas informações provenientes dos sensores de relâmpagos GLM e LI) inferidas pelos futuros satélites geoestacionários GOES-R e MTG com aquelas assinaturas microfísicas inferidas por radares de dupla polarização.

 A partir do conhecimento adquirido, analisar a possibilidade de produzir uma ferramenta de previsão de relâmpagos através do acompanhamento simultâneo das variáveis Z<sub>h</sub>, Z<sub>dr</sub>, K<sub>dp</sub> e ρ<sub>hv</sub> ao longo do ciclo de vida das tempestades.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J. C.; GOODMAN, S. J.; HÖLLER, H.; ANSELMO, E. M.; NEVES, J. R.; MATTOS, E.; BISCARO,T; MACHADO, L. A. T. Thunderstorms and lightning activity in São Paulo metropolitan area during CHUVA-GLM Vale do Paraiba field experiment. In: CHUVA INTERNATIONAL WORKSHOP, 2013, São Paulo. **Proceedings...**São Paulo: 2013. p.1-2. Disponível em: < http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/workshop/materials.html>. Acesso em: 10

jun. 2014.

AYDIN, K.; SELIGA, T. A. Radar polarimetric backscattering properties of conical graupel. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.41, n.11, p.1887-1892, 1984.

BAHARUDIN, Z. A.; AHMADB, N. A.; MÄKELÄ, J. S.; FERNANDO, M.; COORAY, V. Negative cloud-to-ground lightning flashes in Malaysia. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.108, p.61-67, 2014.

BAILEY, J. C.; BLAKESLEE, R. J.; CAREY, L. D.; GOODMAN, S. J.; RUDLOSKY, S. D.; ALBRECHT, R.; MORALES, C. A.; ANSELMO, E. M.; NEVES, J. R.; BUECHLER, D. E. São Paulo Lightning Mapping Array (SP-LMA): Network Assessment and analyses for intercomparison studies and GOES-R proxy activities. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY (ICAE), 14., 2014, Norman, 2014. **Proceedings...** Norman: ICAE, 2014.

BAILEY, M. P.; HALLETT, J. A comprehensive habit diagram for atmospheric ice crystals: Confirmation from the laboratory, AIRS II, and other field studies. **Journal of the Atmospheric Science**, v.66, p.2888-2899, 2009.

BECHINI, R.; CHANDRASEKAR, V.; CREMONINI, R.; LIM, S. Radome attenuation at X-band radar operations. In: EUROPEAN CONFERENCE ON RADAR IN METEOROLOGY AND HYDROLOGY (ERAD), 6., 2010, Sibiu, **Proceedings...** p.1-5, 2010. Disponível em: <a href="http://www.erad2010.org/pdf/POSTER/Thursday/02\_Xband/01\_ERAD2010\_0346\_ext">http://www.erad2010.org/pdf/POSTER/Thursday/02\_Xband/01\_ERAD2010\_0346\_ext</a> ended.pdf>. Acessado em: 10 Jan. 2013.

BRINGI, V. N.; THURAI, M.; HANNESEN, R. Correcting the measured ZDR for differential attenuation due to rain. In: \_\_\_\_\_. **Dual-polarization weather radar** handbook. Neuss: Selex-Gematronik, 2007. p.51-56.

BRUNING, E. C.; RUST, W. D.; SCHUUR, T. J.; MACGORMAN, D. R.; KREHBIEL, P. R.; RISON, W. Electrical and polarimetric radar observations of a multicell storm in TELEX. **Monthly Weather Review**, v.135, p.2525-2544, 2007.

BUECHLER, D. E.; GOODMAN, S. J. Echo size and asymmetry: Impact on NEXRAD storm identification. **Journal of Applied Meteorology**, v.29, p.962-969, 1990.

CARDOSO, I.; PINTO Jr. O.; PINTO, I. R. C. A.; HOLLE, R. Lightning casualty demographics in Brazil and their implications for safety rules. **Atmospheric Research**, v.135-136, p.374-379, 2014.

CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm. **Meteorology** and **Atmospheric Physics**, v.59, p.33-64, 1996.

CAREY L. D., RUTLEDGE S. A. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. **Journal of Geophysical Research**, v.103, p.13,979-14,000, 1998.

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

CAYLOR, I. F.; CHANDRASEKAR, V. Time-varying ice crystal orientation in thunderstorms observed with multiparameter radar. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.34, p.847-858, 1996.

CONWAY, J. W.; ZRNIC<sup>'</sup>, D. S. A study of embryo production and hail growth using dual-Doppler and multiparameter radars. **Monthly Weather Review**, v.121, p.2512-2528, 1993.

CUMMINS, K. L.; MURPHY, M. J. An overview of lightning locating systems: history, techniques, and data uses, with an in-depth look at the U.S. NLDN. **IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility**, v.51, p.499-518, 2009.

DOLAN, B., RUTLEDGE, S. A. A theory-based hydrometeor identification algorithm for X-band polarimetric radars. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technolog**, v.26, p.2071-2088, 2009.

EVARISTO, R.; BALS-ELSHOLZ, T. M.; WILLIAMS, E. R.; SMALLEY, D. J.; DONOVAN, M. F.; FENN, A. Relationship of graupel shape to differential reflectivity: theory and observations. In: AMER. METEOR. SOC. ANNUAL MEETING, 93., 2013, Texas. **Proceedings...** Texas: Amer. Meteor. Soc., 2013. Disponível em: < https://ams.confex.com/ams/93Annual/webprogram/Paper214462.html>. Acesso em: 20 abr. 2014.

FARIAS, W. R. G.; PINTO Jr., O.; NACCARATO, K. P.; PINTO, I. R. C. A. Anomalous lightning activity over the metropolitan region of São Paulo due to urban effects. **Atmospheric Research**, v.91, p.485-490, 2009.

FEHR, T., DOTZEK, N., HOLLER, H. Comparison of lightning activity and radarretrieved microphysical properties in EULINOX storms. **Atmospheric Research**, v.76, p.167-189, 2005.

FIELD, P. R. Aircraft observations of ice crystal evolution in an altostratus cloud. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.56, p.1925-1941,1999.

FOSTER, T. C.; HALLETT, J. The alignment of ice crystals in changing electric fields. **Atmospheric Research**, v.62, p.149-169, 2002.

FOSTER, T. C.; HALLETT, J. Enhanced alignment of plate ice crystals in a nonuniform electric field. **Atmospheric Research**, v.90, p.41-53, 2008.

GATLIN, P. N.; GOODMAN, S. J. A total lightning trending algorithm to identify severe thunderstorms. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.27, p.3-22, 2010.

GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R.; CHRISTIAN, H.; KOSHAK, W.; BAILEY, J.; HALL, J.; MCCAUL, E.; BUECHLER, D.; DARDEN, S.; BURKS, J.; BRADSHAW, T.; GATLIN, O. The North Alabama lightning mapping array: recent severe storm observations and future prospects. **Atmospheric Research**, v.76, n. 1-4, p.423-437, 2005.

GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R. J.; KOSHAK, W. J.; MACH, D.; BAILEY, J.; BUECHLER, D.; CAREY, L.; SCHULTZ, C.; BATEMAN, M.; MCCAUL JR., E.; STANO, G. The GOES-R geostationary lightning mapper (GLM). **Atmospheric Research**, v. 125-126, p.34-49, 2013. GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; WRIGHT, P. D. Polarization radar and electrical observations of microburst producing storms during COHMEX. In: CONFERÊNCIA DE RADAR METEOROLÓGICO, 24., 1989, Tallahassee. **Proceedings...** Am. Meteorol. Soc., 1989. p.27-31. Disponível em:

<a href="http://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=19900041546">http://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=19900041546</a>>. Acesso em: 10 abr. 2013.

GOSSET, M. Effect of nonuniform beam filling on the propagation of radar signals at xband frequencies. Part II: Examination of differential phase shift. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.21, p.358-367, 2004.

GREMILLION, M. S.; ORVILLE, R. E. Thunderstorm characteristics of cloud-to-ground lightning at the Kennedy Space Center, Florida: A study of lightning initiation signatures as indicated by the WSR-88D. **Weather and Forecasting**, v.14, p.640-649, 1999.

HARRIS, R. J.; MECIKALSKI, J. R.; MACKENZIE JR., W. M.; DURKEE, P. A.; NIELSEN, K. E. The definition of GOES infrared lightning initiation interest fields. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.49, p.2527-2543, 2010.

HENDRY, A.; MCCORMICK, G. C. Radar observations of the alignment of precipitation particles by electrostatic fields in thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.81, p.5353-5357, 1976.

HOBBS, P. V.; CHANG, S.; LOCATELLI, J. D. The dimensions and aggregation of ice crystals in natural clouds. **Journal of Geophysical Research**, v.79, p.2199-2206, 1974.

HÖLLER, H.; BETZ H.-D.; MORALES, C.; BLAKESLEE, R.J.; BAILEY, J. C.; ALBRECHT, R.I. Multi-sensor field studies of lightning and implications for MTG-LI. In: EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, 2013, Vienna, **Proceedings...** Vienna: 2013, [s.n]. Disponível em: <a href="http://elib.dlr.de/85861/1/preview.pdf">http://elib.dlr.de/85861/1/preview.pdf</a>. Acesso em: 20 mar. 2014.

HUBBERT, J.; BRINGI, V. N.; CAREY, L. D.; BOLEN, S. CSU-CHILL polarimetric radar measurements from a severe hail storm in eastern Colorado. **Journal of Applied Meteorology**, v.37, p.749-775, 1998.

JAMESON, A. R.; MURPHY, M. J.; KRIDER, E. P. Multiple-parameter radar observations of isolated Florida thunderstorms during the onset of electrification. **Journal of Applied Meteorology**, v.35, p.343-354, 1996.

KASEMIR, H. W. A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, p. 1873-1878, 1960.

KITAGAWA, N.; BROOK, M.; WORKMAN, E. J. Continuing currents in cloud-to-ground lightning discharges. **Journal of Geophysical Research**, v.67, p.637-647, 1962.

KITTERMAN, C. G. Characteristics of lightning from frontal system thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.85, p.5503-5505, 1980.

KNIGHT, C. A.; KNIGHT, N. C. Conical Graupel. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.30, p.118-124,1973.

KNIGHT, C. A.; MILLER, L. J. First radar echoes from cumulus clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.74, p.179-188.

KREHBIEL, P. R. The electrical structure of thunderstorms. In: KRIDER, E. P.; ROBLE, R. G. (eds.). **The Earth's electrical environment**. Washington D.C: National Acad. Pres, 1986. p.90-113.

KREHBIEL, P.; CHEN, T.; MCCRARY, S.; RISON, W.; GRAY, G.; BROOK, M. The use of dual channel circular-polarization radar observations for remotely sensing storm electrification. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.59, p.65-82, 1996.

LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A. Kinematic, microphysical, and electrical aspects of an asymmetric bow-echo Mesoscale Convective System observed during STEPS 2000. **Journal of Geophysical Research**, v.113, D08213, 2008.

LÓPEZ, R. E.; AUBAGNAC, J.-P. The lightning activity of a hailstorm as a function of changes in its microphysical characteristics inferred from polarimetric radar observations. **Journal of Geophysical Research**, v.102, p.799-813, 1997.

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. B. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 714-725, 2004.

MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E.; SAKAMOTO, M.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J-P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. F.; BLAKESLEE, R.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A. The CHUVA Project - how does convection vary across the Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.95, p.1365-1380, 2014.

MÄKELÄ, A.; TUOMI, T. J.; HAAPALAINEN, J. A decade of high-latitude lightning location: Effects of the evolving location network in Finland. **Journal of Geophysical Research**, v.115, D21124, 2010.

MATROSOV, S. Y.; CIFELLI, R.; KENNEDY, P. C.; NESBITT, S. W.; RUTLEDGE, S. A.; BRINGI, V. N.; MARTNER, B. E. A comparative study of rainfall retrievals based on specific differential phase shifts at X- and S-band radar frequencies. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.23, p.952-963, 2006.

MATTOS, E. Relações das propriedades físicas das nuvens convectivas com as descargas elétricas. 2009. 243 p. (INPE-15767-TDI/1510). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2009. Disponível em: <a href="http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/04.01.13.07">http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/04.01.13.07</a> . Acesso em: 21 fev. 2015.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research**, v.99, p.377-390, 2011.

MCCAUL Jr., E. W.; GOODMAN, S. J.; LACASSE, K. M.; CECIL, D. J. Forecasting lightning threat using cloud-resolving model simulations. **Weather and Forecasting**, v.24, p.709-729, 2009.

MECIKALSKI, J. R.; LI, X.; CAREY, L. D.; MCCAUL JR., L. W.; COLEMAN, T. A. 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.

METCALF, J. I. Radar Observations of changing orientations of hydrometeors in thunderstorms. **Journal of Applied Meteorology**, v.34, p.757-772, 1995.

MORALES, C. A. R. **Códigos de radar**. 2013. [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por <enrique.vmattos@gmail.com.br> em 10 jan. 2013.

MORALES, C. A. R.; ROCHA, R. P. R.; BOMBARDI, R. On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect. **Atmospheric Research**, v.96, p.477-488, 2010.

NACCARATO, K. P. Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil. 2005. 362 p. (INPE-14083-TDI/1069). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2005. Disponível em: <a href="http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/09.28.19.00">http://urlib.net/sid.inpe.br/MTCm13@80/2005/09.28.19.00</a>>. Acesso em: 29 maio 2009.

NACCARATO, K. P.; PINTO Jr., O. *Readme* do Projeto CHUVA-Vale: RINDAT\_README\_level\_1b. 2011. Disponível em: <a href="http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/admin.login.logic>">http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/admin.login.logic></a>. Acesso em: 01 fev. 2014.

NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O.; ANDERSON, J. *Readme* do Projeto CHUVA-Vale: BRASILDAT\_README\_level\_1b. 2011. Disponível em: <a href="http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/admin.login.logic">http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/admin.login.logic</a>. Acesso em: 01 fev. 2014.

NACCARATO, K. P.; PINTO Jr., O.; PINTO, I. R. C. A evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of Southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v.30(13), n.13, p.1674, 2003.

NACCARATO, K. P., SARAIVA, A. C. V.; SABA, M. M. F.; SCHUMANN, D. C. First performance analysis of BrasilDAT total lightning network in southeastern Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUNDING AND EARTHING & INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PHYSICS AND EFFECTS, 5., 2012, Bonito, **Proceedings...** Bonito: 2012, [s.n.].

NELSON, L. A. Synthesis of 3-dimensional lightning data and weather radar data to determine the distance that naturally occurring lightning travels from thunderstorms. 2002. 87 p. M.S. Thesis (PhD) – Air Force Institute of Technology, Ohio. 2002. Disponível em:

<a href="http://oai.dtic.mil/oai/oai?verb=getRecord&metadataPrefix=html&identifier=ADA40418">http://oai.dtic.mil/oai/oai?verb=getRecord&metadataPrefix=html&identifier=ADA40418</a> 3>. Acessado em: 10 Jan. 2013.

OLIVEIRA, R. A. J.; BRAGA, R. C.; VILA, D. A.; MORALES, C. A. Evaluation of GPROF-SSMI/S rainfall estimates over land during the Brazilian CHUVA-VALE campaign. **Atmospheric Research**, v.163, p.102-116, 2015.

PESSI, A. T.; BUSINGER, S. Relationships among lightning, precipitation, and hydrometeor characteristics over the North Pacific Ocean. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.48, p.833-848, 2009.

PINTO Jr., O.; NACCARATO, K. P.; PINTO, I. R. C. A.; FERNANDES, W. A.; NETO O; PINTO. Monthly distribution of cloud-to-ground lightning flashes as observed by lightning location systems. **Journal of Geophysical Research**, v.33, L09811, 2006.

RAKOV, V. A.; HUFFINES, G. R. Return-Stroke Multiplicity of Negative Cloud-to-Ground Lightning Flashes. **Journal of Applied Meteorology**, v.42, p.1455-1462, 2003.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. Some properties of negative cloud-to-ground lightning flashes versus stroke order. **Journal of Geophysical Research**, v.95 (D5), p.5447-5453, 1990.

REYNOLDS, S. E.; BROOK M.; GOURLEY, M. F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Meteorology**, v.14, p.426-436, 1957.

RISON, W.; THOMAS, R. J.; KREHBIEL, P. R.; HAMLIN, T.; HARLIN, J. A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico. **Geophysical Research Letters**, v.26. p.3573-3576, 1999.

RUDLOSKY, S. D.; FUELBERG, H. E. Pre-and postupgrade distributions of NLDN reported cloud-to-ground lightning characteristics in the contiguous United States. **Monthly Weather Review**, v.138, p.3623-3633, 2010.

SCHULZ, W.; CUMMINS, K.; DIENDORFER, G.; DORNINGER, M. Cloud-to-ground lightning in Austria: A 10-year study using data from a lightning location system. **Journal of Geophysical Research**, v.110, D09101, 2005.

ROGERS, D. C. Observational study of aggregation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.55, p.676, 1974.

RYZHKOV, A. V. The impact of beam broadening on the quality of radar polarimetric data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technolog**, v.24, p.729-744, 2007.

RYZHKOV, A. V.; ZRNIC, D. S. Discrimination between rain and snow with a polarimetric radar. **Journal of Applied Meteorology**, v.37, p.1228-1440, 1998.

RYZHKOV, A. V.; ZRNIC, D. S. Radar polarimetry at S, C, and X bands: Comparative analysis and operational implications. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 32., 2005, Norman, **Proceedings...** Norman: AMD, 2005. Disponível em: <a href="https://ams.confex.com/ams/32Rad11Meso/techprogram/paper\_95684.htm">https://ams.confex.com/ams/32Rad11Meso/techprogram/paper\_95684.htm</a>

<https://ams.confex.com/ams/32Rad11Meso/techprogram/paper\_95684.htm> Acessado em: 20 Jun. 2014.

RYZHKOV, A. V.; ZRNIC, D. S.; GORDON, B. A. Polarimetric method for ice water content determination. **Journal of Applied Meteorology**, v.37, p.125-134, 1998.

SABA, M. M. F.; BALLAROTTI, M. G.; PINTO JR, O. Negative cloud-to-ground lightning properties from high-speed video observations. **Journal of Geophysical Research**,v.111, D03101, 2006.

SAKURAGI, J.; BISCARO, T. Determinação do viés do ZDR e seu impacto na classificação de hidrometeoros. In: XVII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., 2012, Gramado, RS, 2012. **Proceedings...**Rio de Janeiro: Sociedade Brasileia de Meteorologia (SBMET), 2012. p1-5.

SARAIVA, A. C. V. Estudo de fatores determinantes das características dos raios **Negativos**. 2010. 161 p. (INPE-16725-TDI/1663). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2010. Disponível em: < http://mtc-m19.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/05.17.17.41/doc/publicacao.pdf >. Acesso em: 21 fev. 2015.

SARAIVA, A. C. V.; CAMPOS, L. Z. S.; WILLIAMS, E. R.; ZEPKA, G. S.; ALVES, J.; PINTO Jr., O.; HECKMAN, S.; BUZATO, T. S.; BAILEY, J. C.; MORALES, C. A.; BLAKESLEE, R. J. High-speed video and electromagnetic analysis of two natural bipolar cloud-to-ground lightning flashes. **Journal of Geophysical Research**, v.119, p.6105-6127, doi:10.1002/2013JD020974, 2014.

SCHNEEBELI, M.; SAKURAGI, J.; BISCARO, T.; ANGELIS, C. F.; DA COSTA, I. C.; MORALES, C.; BALDINI, L.; MACHADO, L. A. T. Polarimetric X-band weather radar measurements in the tropics: Radome and rain attenuation correction. **Atmospheric Measurement Techniques**, v.5, p.2183-2199, 2012.

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, p.744-755, 2011.

SIEWERT, C. Nowcasting lightning initiation through the use of infrared observations from the GOES satellite. 2008. M.S. Thesis (PhD in Atmospheric Science) - University of Alabama in Huntsville, Huntsville. 2008.

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

TAKAHASHI, T.; KEENAN, T. D. Hydrometeor mass, number, and space charge distribution in a "Hector" squall line. **Journal of Geophysical Research**, v.109, D16208, 2004.

TESTUD J.; BOUAR, E. L.; OBLIGIS, E.; ALI-MEHENNI, M. The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technolog**, v.17, p.332-356, 2000.

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

VINCENT, B. R.; CAREY, L. D.; SCHNEIDER, D.; KEETER, K.; GONSKI, R. Using WSR-88D reflectivity data for the prediction of cloud-to-ground lightning: A central North Carolina study. **National Weather Digest**, v.27, p.35-44. 2004

VONNEGUT, B. Orientation of ice crystals in the electric field of a thunderstorm. **Weather**, v.20, p.310-312, 1965.

WEINHEIMER, A. J.; FEW, A. A. The electric field alignment of ice particles in thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.92, p.14833-14844, 1987.

WEISS, S. A.; RUST W. D.; MACGORMAN, D. R.; BRUNING, E. C.; KREHBIEL, P. R. Evolving Complex Electrical Structures of the STEPS 25 June 2000 Multicell Storm. **Monthly Weather Review**, v.136, p.741-756, 2008.

WIENS, K. C.; RUTLEDGE, S. A.; TESSENDORF, S. A. The june 2000 Supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.62, p.4151-4177, 2005.

WILLIAMS, E.; HECKMAN, S. Polarity asymmetry in lightning leader speeds: Implications for current cutoff and multiple strokes in cloud-to-ground flashes. In: 14<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY (ICAE), 14., 2011, Rio de de Janeiro, **Proceedings...** Rio de Janeiro: International Commission on Atmospheric Electricity, 2011, [s.n].

WILLIAMS, E.; MUSHTAK, V.; ROSENFELD, D.; GOODMAN, S.; BOCCIPPIO, D. Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate. **Atmospheric Research**, v.76, p.288-306, 2005.

WILLIAMS, E. R.; WEBER, M. E.; ORVILLE, E. E. The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. **Journal of Geophysical Research**, v.94 (D11), p.13213-13220, 1989.

WORKMAN, E. J.; REYNOLDS, S. E. Electrical activity as related to thunderstorm cell growth. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.30, p.142-144, 1949.

YANG, Y. H.; KING, P. Investigating the potential of using radar echo reflectivity to nowcast cloud-to-ground lightning initiation over southern Ontario. **Weather and Forecasting**, v.25, p.1235-1248, 2010.

YUTER, S. E.; HOUZE JR., R. A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **Monthly Weather Review**, v.123, p.1941-1963, 1995.

# APÊNDICE A – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste Apêndice serão abordados os tipos de estrutura elétrica de tempestades existentes na literatura, os possíveis mecanismos de eletrificação e a sua relação com a microfísica de nuvens. Além disso, será abordada uma breve discussão da física de relâmpagos. Ressalta-se que esta seção não tem o foco de abordar exaustivamente os processos de formação e eletrificação de nuvens, mais sim fornecer uma base teórica suficiente para fomentar as discussões realizadas na revisão bibliográfica e fundamentar a metodologia empregada neste estudo.

#### A.1. Estrutura Elétrica das Tempestades

A disposição das cargas elétricas no interior das nuvens tem sido investigada ao longo de dezenas de décadas através de observações de campo elétrico vertical em solo, balões estratosféricos, modelos de eletrificação de nuvens, e aeronaves de microfísica de nuvens. Contudo, a complexidade dos processos macrofísicos e microfísicos responsáveis pela formação da estrutura elétrica nas nuvens implicam num problema ainda não inteiramente resolvido pela comunidade científica. Dentre os tipos de estrutura elétrica de cargas, alguns trabalhos têm sugerido a existência de uma estrutura vertical dipolar (WILSON, 1921; SIMPSON; SCRASE, 1937; SIMPSON; ROBINSON, 1941; BROOK et al., 1982; CURRAN; RUST, 1992; SAUNDERS, 1993; MACGORMAN; RUST, 1998), tripolar (KREHBIEL, 1986; WILLIAMS, 1989; TAKAHASHI, 1996, WILLIAMS, 2001; SAUNDERS, 2008) e mais recentemente multipolar (STOLZENBURG et al., 1998c; MITZEKA et al., 2003)

A hipótese da estrutura dipolar postula a existência de um centro de cargas positivas acima de um centro negativo e foi sugerido por Wilson (1916, 1921) e Simpson (1909, 1927). Nesta configuração de cargas elétricas o centro positivo

possui dependência da extensão vertical da nuvem e geralmente está em torno de 1 km abaixo do topo, enquanto o centro negativo situa-se entre as isotermas de aproximadamente -10 ° e -15 °C (Figura A.1a). Devido à captura de íons na atmosfera pelas gotículas de água e cristais de gelo, eventualmente pode existir uma camada de blindagem negativa e uma positiva, no topo e na base da nuvem, respectivamente.



(a)

(b)

Figura A. 1 - (a) Típica estrutura elétrica dipolar e (b) exemplos de estruturas elétricas dipolar de diferentes tempestades de verão e inverno, evidenciando o centro de cargas negativas numa mesma região de temperatura quaisquer que seja a região do globo e estação do ano. Fonte: Adaptada de Williams (2006) e Krehbiel et al. (1983).

Este conceito de modelo dipolar foi confirmado ao longo dos anos por diversas técnicas de análise de eletrificação de nuvens (JACOBSON; KRIDER, 1976; KREHBIEL et al., 1979; KREHBIEL, 1986). Jacobson e Krider (1976) através de alguns estudos na Flórida encontraram que cargas foram neutralizadas entre 6 e 9,5 km de altura, entre temperaturas de -10 ° e -40 °C. Em consistência Krehbiel (1986) através de medições em três dimensões de relâmpagos observaram uma região de carga negativa próxima à isoterma de - 15 °C e uma região mais alta de cargas positivas suspensa pelas correntes ascendentes. Estes autores ainda notaram que o centro negativo de cargas permaneceu em uma altitude constante no decorrer do crescimento da

tempestade, enquanto o centro de cargas positivas encontra-se em alturas crescentes. A observação do centro negativo de cargas em uma altura constante foi reforçado pelos estudos de Krehbiel et al. (1983). Numa intercomparação entre tempestades na Flórida, Novo México e Japão foram observados que o centro negativo encontrou-se sempre entre -10 ° e -20 °C onde água super-congelada e gelo coexistem (Figura A.1b).

Embora a maioria das nuvens apresentam um dipolo positivo, algumas vezes um dipolo negativo (centro negativo acima do positivo) também tem sido observado (WORMELL, 1930; 1939). Contudo, durante décadas as medições de Wilson (dipolo positivo) e Simpson (dipolo negativo) tornaram-se um paradigma da estrutura elétrica de nuvens. Entretanto, esta ambigüidade pode ser elucidada através de observações mais recentes onde um novo modelo de estrutura foi sugerido, a estrutura tripolar (KREHBIEL, 1986; WILLIAMS, 1989; TAKAHASHI, 1996; WILLIAMS, 2001). Os trabalhos de Williams (1989; 2001) evidenciaram que a estrutura típica deste modelo é a existência de um centro de carga negativa em médios níveis, um positivo acima e uma pequena região de carga na base da nuvem (Figura A.2).

O principal centro negativo desta estrutura elétrica localiza-se em torno de 6 km de altura (temperatura de -15 °C) e possui um formato alongado com extensão vertical menor que 1 km e horizontal de dezenas de quilômetros. Além disso, nesta região coexistem as três fases da água e as intensidades mais altas do campo elétrico encontram-se nos limites superiores e inferiores deste centro negativo. Esta região portanto tem sido discutida como propicia a formação dos relâmpagos da nuvem para o solo (NS) negativos (KREHBIEL et al., 1979). Por outro lado, a região positiva mais alta tem sido postulada como sendo mais difusiva e tem cerca de vários quilômetros na vertical, enquanto que a região de cargas positivas próxima a base da nuvem possui extensão mais reduzida. Tem-se discutido que estas finas camadas são resultantes do aprisionamento

dos íons (gerados por raios cósmicos e pelo decaimento radiativo) pelas partículas de nuvem. Williams (1988) também observou uma fina camada (aproximadamente de 100 m) próximo ao topo da nuvem, encontrada como resultado da captura de íons negativos na borda da nuvem por partículas de gelo e gotículas de água.



Figura A. 2 - Estrutura tripolar típica de uma tempestade na fase de maturação, mostrando os centros de cargas e os relâmpagos nuvem-solo positivos e negativos. Fonte: Adaptada de Krehbiel (1986).

Mais recentemente, uma estrutura tripolar invertida, tem sido reportada por diversos estudos (MARSHALL et al., 1995; KREHBIEL et al. 2000a; RUST; MACGORMAN, 2002; RUST et al. 2005; WIENS et al., 2005; TESSENDORF et al., 2007). Rust e MacGorman (2002) analisaram a polaridade de duas tempestades no estado de Kansas durante o verão de 2000 através de dados de campo elétrico, radar e radiossonda. O campo elétrico próximo a base da nuvem apresentou inclinação negativa, seguido de uma inclinação positiva, negativa e positiva próximo ao topo da nuvem. Por outro lado, a umidade

relativa do gelo e a taxa de ascensão foram maiores próximo ao principal centro de cargas negativas, sendo que o mesmo ocorreu para os maiores valores de refletividade. Além disso, estas tempestades produziram em sua maioria relâmpagos NS positivos e intra-nuvem (IN) de polaridade invertida. Em consistência Carey e Rutledge (1998) discutiram que tempestades positivas são parcialmente influenciadas pela existência de um dipolo negativo ou pela saliência da região estratiforme próximo ao topo das torres convectivas. No entanto, os autores (RUST; MACGORMAN, 2002) salientaram que inferir categoricamente a existência da estrutura invertida possui empecilhos. Por exemplo, as tempestades invertidas podem ser tempestade não-invertidas com regiões extras de cargas na vertical. Além disso, incertezas na estimativa na altura da base e do topo da nuvem podem acarretar em explicações errôneas da altura do campo elétrico e localização de cargas elétricas próximo a base e topo das nuvens.

A ambigüidade expressa entre o modelo dipolar e tripolar, ainda é um grande paradigma para a estrutura de cargas elétricas em tempestades. Contudo, estudos realizados por Marshall e Rust (1991) utilizando doze sondagens com balão através de tempestades, mostrou a existência de ao menos quatro regiões de cargas, sendo que em alguns casos foram observadas até dez centros de cargas. Em consistência Rust e Marshall (1996) revisaram 69 sondagens de campo elétrico apresentadas por Simpson e Scrase (1937) e Simpson e Robison (1941). Os autores verificaram que muitas das 69 sondagens indicaram a presença de mais de três centros de cargas. Estes trabalhos mostravam que o modelo dipolar e tripolar são relativamente simplistas, de forma que ainda um novo paradigma de estrutura de carga elétrica seria necessário. Neste âmbito no final da década de 90 Stolzenburg et al. (1998c) através de 50 sondagens de campo elétrico no interior das regiões convectivas de SCMs, super-células e tempestades de montanhas isoladas no Novo México, sugeriram um modelo multipolar. Basicamente a estrutura encontrada foi configurada por quatro camadas de polaridade alternadas na região convectiva de correntes ascendentes e seis camadas de cargas em áreas de correntes descendentes (Figura A.3).



Figura A. 3 - Modelo conceitual de uma estrutura de cargas elétricas múltiplas de um elemento convectivo no interior de um SCM ou tempestade isolada ou tempestade multicelular. Fonte: Adaptada de Stolzenburg et al. (1998c).

Nesta figura a densidade de cargas é proporcional a densidade de sinais positivos e negativos, sendo estimadas através das sondagens e da aproximação unidimensional da Lei de Gauss. Todavia notou-se que a configuração dos centros de cargas em regiões de correntes ascendentes são mais profundas em relação às demais áreas. Por outro lado, os autores sugeriram que os dois centros adicionais na região de correntes descendentes poderiam estar associados ao tempo insuficiente que as partículas de gelo tiveram para sofrerem separação gravitacional ou estes centros permaneceram misturados, resultando em uma pequena densidade de cargas na região do principal centro de cargas negativa. Além disso, os autores salientaram que possivelmente o mecanismo de carregamento responsável por estes centros seja mais eficiente em regiões de correntes descendentes. Em complemento
um estudo anterior realizado por Stolzenburg et al. (1998b) mostrou que a configuração de cargas na região de correntes ascendentes poderia ser explicada pelo mecanismo não indutivo de eletrificação (este mecanismo será apresentado e discutido posteriormente), enquanto que em áreas de forte campo elétrico em regiões de correntes descendente os processos de carregamento indutivo, camada de blindagem, partículas em derretimento, fragmentação de gotículas, e captura de íons, podem ser mais eficientes. Por fim, Stolzenburg et al. (1998c) também encontraram que a altura do principal centro de cargas negativas varia em função da intensidade das correntes ascendentes sendo de: 9,1 km (-22 °C), 6,9 km (-16 °C), 6,0 km (-7 °C) para super-células, SCMs e tempestades de montanha, respectivamente. Estes resultados evidenciaram que a altura do principal centro de cargas das tempestades possui uma dependência da intensidade (associado às correntes ascendentes) da tempestade, a qual foi de aproximadamente 0,3 km/m. s-<sup>1</sup>. Porém observou-se que esta relação linear foi significante apenas nas regiões de ascensão, nas demais áreas não foram encontrada nehuma relação.

As discussões abordadas acima mostram que atualmente o modelo multipolar também contempla o tripolar, representado pelas três camadas de cargas mais baixas na Figura A.3 na região de correntes ascendentes. Por outro lado, na região de correntes descendentes a estrutura tripolar é dificilmente discernida. Em consistência observamos que o trabalho de Simpson e Robinson (1941) evidencia que o modelo tripolar não foi originalmente entendido e construído para ser aplicado para todas as partes das tempestades. Resultados de estudos anteriores já haviam demonstrado claramente que este modelo não seria aplicável para a bigorna das nuvens (MARSHALL e RUST, 1993) e regiões estratiformes de SCMs (MARSHALL; RUST, 1993; STOLZENBURG et al., 1994).

Apesar dos diversos tipos de estruturas elétricas de nuvem sendo sugeridas ao longo dos anos, ainda é restrito o conhecimento de como as cargas e estruturas elétricas das nuvens são formadas. A combinação de um conjunto maior de dados de sondagem de campo elétrico em nuvens, medidas de relâmpagos em três dimensões e simulações numéricas em diferentes tempestades e regiões poderiam elucidar estas lacunas atualmente em aberto. No entanto, o comum aspecto observado entre estes estudos é que a combinação de diversos mecanismos de eletrificação possivelmente possa explicar a variabilidade da estrutura elétrica entre diferentes tipos de tempestades e dentro de um mesmo tipo de tempestade. Neste sentido, a seção seguinte abordará alguns dos mecanismos mais aceitos para a eletrificação das nuvens e sua relação com a microfísica, conforme abordado na literatura.

#### A.2 Mecanismos de Separação e Transferência de Carga Elétrica

Diversos mecanismos de eletrificação têm sido sugeridos para explicar a formação da estrutura elétrica das tempestades. Dentre estes mecanismos apenas três continuam tendo suporte: carregamento convectivo (GRENET, 1947; VONNEGUT, 1953), carregamento de precipitação indutivo (MASON, 1988) e carregamento por colisão cristal-*graupel*, também conhecido como carregamento de precipitação não indutivo (REYNOLDS, et al., 1957; TAKAHASHI, 1978; KUETTNER et al., 1981; JAYARATNE et al., 1983; SAUNDERS et al., 1991). Cada um destes mecanismos pode explicar algum aspecto da estrutura de carga observada, mas ainda faltam discussões sobre qual mecanismo domina, especialmente durante a eletrificação inicial das tempestades. No entanto, tem sido aceito que as transferências de cargas e a polaridade resultante devem-se as propriedades microscópicas das partículas de gelo crescendo por *riming* e partículas menores e do momento de dipolo da água.

A comum correspondência entre estes mecanismos de eletrificação foi proposta pelo trabalho de Mason (1953). Através de observações de tempestades e estudos de laboratório de transferência de cargas elétricas este autor sugeriu que uma teoria viável de geração de cargas teria que responder os seguintes critérios: (a) tempo disponível para geração de campo elétrico em 30 minutos; (b) separação de cargas produziria de 20 a 30 Coulomb por relâmpago; (c) separação de cargas ocorreria entre 0 ° e -40 °C em uma região de 2 km de altura; (d) centros de cargas negativas (positiva) localizam-se entre -5 ° e -25 °C; (e) desenvolvimento de campo elétrico relaciona com o desenvolvimento de precipitação na forma de graupel ou hail; (f) o primeiro relâmpago ocorre depois de 12-20 minutos da primeira detecção de largas partículas por radar e (g) a teoria (ou mecanismo) deve ser capaz de produzir 5-30 Coulomb km<sup>-3</sup> conduzindo a uma taxa da ordem de 1 Coulomb km<sup>-3</sup> min<sup>-1</sup>. Portanto, muitos dos processos de eletrificação atualmente não são aceitos, ou não satisfazem os requerimentos necessários para eletrificação (MASON, 1953) ou requerem condições que não são sempre prevalecentes nas nuvens eletrificadas.

Os principais mecanismos atualmente aceitos para responder estas hipóteses abordadas acima serão discutidos baseados na revisão feita em Latham (1981), Saunders (1993), Pruppacher e Klett (1997) e Saunders (2008). No decorrer deste embasamento teórico, resultados de trabalhos mais recentes serão abordados a fim de fomentar esta discussão.

# A.2.1 Carregamento por Convecção

A eletrificação de nuvens favorecido pelas correntes ascendentes foi investigado e sugerido pelos físicos Grenet (1947) e Vonnegut (1953). As principais fontes de cargas deste mecanismo seriam provenientes de raios cósmicos (produção de íons negativos) e por efeito corona (produção de íons

151

positivos), localizados próximo ao topo e base das nuvens, respectivamente. No entanto, íons produzidos por radioatividade, relâmpagos e correntes de condução de Wilson também tem sido verificados (VONNEGUT, 1994). Neste mecanismo de eletrificação é postulado que as correntes ascendentes da nuvem durante o estágio inicial transportam os íons positivos dispersos sob o solo para seu interior. Ao adentrar a nuvem, os íons são capturados por gotículas de água e transportados até o topo da nuvem (Figura A.4a). Próximo ao topo estas partículas carregadas positivamente atraem íons negativos (formados na alta troposfera pela ionização das moléculas do ar pelos raios cósmicos), que por sua vez são aprisionados pelos hidrometeoros na fronteira da nuvem. Esta camada de blindagem negativa formada descende através de estranhamento lateral de ar e pelas correntes descendentes que nesta fase começam a ocorrer (Figura A.4b). Cargas positivas adicionais são ingeridas na base da nuvem, seguida por cargas negativas fluindo para o topo da nuvem, de modo a repor a camada de blindagem negativa que descendeu para a base da nuvem ao longo das bordas. A acumulação intensa de cargas positivas no topo da nuvem e negativa próxima a base, intensifica o campo próximo ao solo, possibilitando a ocorrência de descargas coronas. Descargas coronas de objetos pontiagudos tornam-se uma fonte adicional de íons positivos, conduzindo a um processo de realimentação positiva (Figura A.4c).

Takahashi (1975) utilizou este modelo para explicar a eletrificação de gotículas de água líquida de nuvens durante o ciclo de vida de nuvens quentes sobre o Havaí através de 90 radiossondagens. O modelo conceitual proposto indicou que durante o estágio de desenvolvimento as gotículas/gotas acumulam cargas negativas e cargas positivas na maturação em regiões próximas ao topo da nuvem, respectivamente. Os autores sugeriram ainda que as cargas elétricas fossem produzidas pela interação de íons e gotas de nuvem. Segundo Vonnegut (1953), este mecanismo produziria a estrutura elétrica considerando a alta quantidade de massa de ar carregada eletricamente distante das regiões

de precipitação. Além disso, neste mecanismo os centros de cargas elétricas seriam formados por pequenas partículas carregadas, preferencialmente os núcleos de Aitken em relação às partículas de precipitação. Porém, observações têm evidenciado que o processo de eletrificação estaria em fase com o desenvolvimento de partículas de precipitação na fase de gelo (REYNOLDS; BROOK, 1956). Como exemplo, Gaskell e Illigworth (1980) através de simulações com um túnel de vento em uma câmara fria observaram intensa transferência de cargas entre partículas de nuvens (observou-se até -15 fC transferido nas colisões entre hailstone sublimando e esferas de gelo). De fato, alguns estudos têm mostrado a insuficiência deste mecanismo em reproduzir carregamento observado nas tempestades (REYNOLDS; BROOK, 1956; CHIU; KLETT, 1976; MASSUELI et al., 1997; HELDSON et al., 2002). Chiu e Klett (1976) analisaram transferência de cargas por convecção, condução e difusão turbulenta utilizando o modelo desenvolvido por Gutman (1963). As nuvens apresentaram fraco carregamento e uma independência com relação à altura do topo das nuvens. Por outro lado, o modelo de Massueli et al. (1997) considerou a quantidade de íons positivos e negativos e a mobilidade associada, tanto quanto à presença de aerossóis, partículas de nuvem e precipitação. A estrutura dipolar foi observada, porém a magnitude do campo elétrico produzida foi insuficiente para eletrificar a nuvem e conseqüentemente a ocorrência de relâmpagos.

Mais recentemente Heldson et al. (2002) simulou duas diferentes tempestades através de um modelo tridimensional de eletrificação de nuvem. Um tratamento de pequenos íons, descargas corona e corrente de Maxwell foram considerados. O mecanismo foi capaz de reproduzir a camada de blindagem. No entanto, observou-se uma desorganizada e fraca estrutura elétrica e as correntes de Maxweel sendo dissipativas, agindo como uma barreira para as correntes de condução externa. Estes resultados evidenciaram algumas questões em aberto acerca deste mecanismo. Entre elas está o fato de que não há evidências de que os íons positivos criados por efeito corona sejam suficientes para eletrificar a nuvem, uma vez que o processo de penetração de cargas positivas na base da nuvem parece ser excessivamente lento para contribuir para a eletrificação. Por outro lado, questiona-se como um campo elétrico tão intenso que gera o efeito corona, não seja capaz de romper a rigidez dielétrica dentro da nuvem. Estas discussões têm sugerido que o mecanismo convectivo não seja capaz de produzir significante carregamento ou fortes campos elétricos. Portanto, tem-se discutido que este processo seja inviável para a eletrificação inicial das tempestades, porém pode se tornar importante na explicação das camadas de blindagens e também como um processo de eletrificação secundário.



Figura A. 4 - Mecanismo de carregamento convectivo. (a) Na iniciação da tempestade cargas positivas adentram a nuvem pelas correntes ascendentes, (b) camada de blindagem negativa no topo da nuvem na parte externa é formada e (c) intensa acumulação de carga negativa na base e positiva próximo ao topo as quais geram descargas coronas de objetos altos no solo. Fonte: Saunders (2008).

As controvérsias discutidas anteriormente decorrentes do mecanismo convectivo conduziu ao aporte de uma teoria de eletrificação diferente, baseado no caráter precipitativo dos hidrometeoros das nuvens. Este mecanismo considera a gravidade como fundamental para eletrificação das nuvens e assume que o processo decorre de colisões entre cristais de gelo/*graupel*/gotículas de água (WILLIAMS, 1988; SAUNDERS, 1993, 2008). Os mecanismos de separação de cargas baseado na teoria da precipitação portanto se dividem em dois tipos principais: (i) indutivo (AUFDERMAUER; JOHSON, 1972; GASKELL, 1981; KUETTNER et al., 1981; BROOKS; SAUNDERS, 1994) e (ii) não indutivo (KUETTNER et al., 1981). Enquanto o mecanismo indutivo depende da pré-existência de um campo elétrico ambiente (como o campo elétrico de tempo bom), o processo não indutivo depende das características da colisão e das características microfísicas das partículas envolvidas. Um aporte teórico a respeito destes mecanismos será realizado na próxima seção.

#### A.2.2 Mecanismo de Carregamento Indutivo

Este processo, inicialmente proposto por Elster e Geitel (1913), considera a polarização de partículas de gelo e gotículas de água líquida pelo campo elétrico de tempo bom (orientação de norte para sul, convencionalmente conhecido como campo elétrico negativo, BERING et al., 1998) ou pelo campo elétrico existente no ambiente como processo propulsor da eletrificação da nuvem. Nesta configuração os hidrometeoros com alta condutividade elétrica em queda no interior da nuvem polarizam-se por indução do campo elétrico. A parte superior das partículas tornam-se polarizada negativamente e a inferior positivamente. Por outro lado, a segregação dos hidrometeoros e a posterior formação dos centros de cargas são realizadas pela força gravitacional, considerando a segregação devido as diferenças de massas. Neste sentido, o processo indutivo pode ocorrer das seguintes maneiras: (i) captura seletiva de

íons por gotas de nuvem (GERDIEN, 1905; WILSON, 1929; WHIPPLE; CHALMERS, 1944); (ii) rompimento da gota de nuvem (MATTHEWS e MASON, 1964) e (iii) colisões entre gota/gotícula, *graupel*/cristal e *graupel*/gotícula e (ELSTER; GEITEL, 1913; ZIV; LEVIN, 1974; KUETTNER et al., 1981; BROOKS; SAUNDERS, 1994). Os três tipos de carregamento indutivo são detalhados e discutidos na seção seguinte, com base nos trabalhos citados.

## A.2.2.1 Carregamento por Captura Seletiva de Íon

A captura de íons na atmosfera por gotas de nuvem foi o primeiro mecanismo indutivo sugerido (ELSTER; GEITEL, 1913). Neste processo os íons basicamente são produzidos por raios cósmicos, material radioativo no solo e descargas coronas. Um possível mecanismo de seleção de íons foi primeiramente proposto por Gerdien (1905), onde se acreditava que moléculas de água depositariam mais rapidamente sobre íons negativos do que positivos. No entanto, a alta supersaturação necessária para o crescimento destas gotas sob os íons negativos implicou na rejeição desta teoria. Posteriormente, Wilson (1929) sugeriu que uma gota em queda no interior da nuvem atrai para a sua parte inferior íons negativos, cujo são capturados e provocam um carregamento negativo nas gotas pode provocar uma posterior atração de íons positivos, conduzindo a redução do carregamento e até uma aniquilação do processo de carregamento.

Posteriormente Whipple e Chalmers (1944) simularam o processo sugerido por Wilson (1929) através de um modelo matemático. Os resultados sugeriram que este processo é condicionado a inequação  $V_T > M_+*E$  (Figura A.5a), em que  $V_T$ é a velocidade terminal da gota,  $M_+$  a mobilidade dos íons positivos e E o campo elétrico ambiente. Nesta configuração íons positivos com baixa velocidade seriam aprisionados no topo da gota, enquanto, íons negativos rápidos, anexariam na parte inferior da gota, conferindo um carregamento liquido negativo para a gota. No caso inverso (isto é,  $V_T < M_+*E$ , Figura A.5b) íons negativos e positivos seriam anexados na parte inferior e superior da gota, respectivamente, produzindo pouco carregamento elétrico líquido. Gott (1933) forneceu evidencia experimental que o campo elétrico proporcionado por este mecanismo pode alcançar a ordem de 50 kV m<sup>-1</sup>, porém é ainda insuficiente para provocar a quebra de rigidez do ar, além disso, é cerca de dez vezes menor que o máximo campo elétrico medido em tempestades naturais.



Figura A. 5 - Representação do mecanismo de carregamento de captura seletiva de íon, quando a velocidade da gota é (a) alta e (b) baixa. Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1997).

## A.2.2.2 Carregamento por Fragmentação de Gota

Mathews e Mason (1964) sugeriram um processo alternativo de carregamento indutivo no qual não procederia de colisões entre hidrometeoros (Figura A.6). Através de experimentos os autores observaram que um aumento sistemático do campo elétrico ambiente, intensificaria as cargas induzidas na gota, produzindo um alongamento das gotas no sentido do campo elétrico. Como

conseqüência a existência de um limiar critico de campo elétrico poderia promover à fragmentação da gota, no formato de pequenos 'pacotes eletrizados'. Os maiores fragmentos polarizados positivamente formariam o centro de carga mais baixo da nuvem, enquanto os menores a parte superior. A principal falha deste mecanismo reside que gotas de nuvem tradicionalmente se fragmentam durante colisões. Além disso, se considerarmos a fragmentação por colisões (como será discutida na próxima subseção), não existe uma idéia de segregação como imposta por esse processo de fragmentação de uma separação única gota, resultando numa menor de cargas. Estas inconsistências e os poucos estudos a ele relacionados tem tornado este mecanismo pouco aplicado e aceito.



Figura A. 6 - Representação do mecanismo de carregamento por fragmentação da gota de nuvem. O campo elétrico ambiente é capaz de alongar a gota de água, proporcionando o rompimento entre a parte superior polarizada negativamente e a inferior positivamente. Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1997).

#### A.2.2.3 Carregamento por Colisão de Partículas

O carregamento elétrico indutivo devido à colisão puramente entre hidrometeoros têm sido mais aceito que os discutidos anteriormente. Nesta configuração os cristais de gelo ou gotículas de água ao colidirem na parte inferior do *graupel* ou gota de água grande remove cargas positivas, tornando-

se os hidrometeoros maiores carregados negativamente, enquanto as menores partículas tornam-se carregadas positivamente. O processo gravitacional segrega as partículas mais e menos massivas, de modo a formar um centro de cargas negativo na base e positivo próximo ao topo da nuvem (formação de um dipolo positivo), reforçando o campo elétrico no interior da nuvem (WALLACE; HOBBS, 1977; SAUNDERS, 1993, 2008). A polarização dos hidrometeoros esta associado às características microscópicas das partículas de gelo e do momento de dipolo da água. Segundo MacGorman e Rust (1998), o momento de dipolo da água favorece a formação de uma região com cargas positivas e negativas onde se encontram os núcleos de hidrogênio e oxigênio, respectivamente (Figura A.7). Este momento de dipolo não-linear tende a alinhar as moléculas de água no sentido do campo, provocando um excesso de cargas negativas num lado da superfície e cargas positivas no sentido oposto.



**Figura A. 7 -** Momento de dipolo da molécula de água. Na disposição de cargas as moléculas de hidrogênio e oxigênio, possuem excesso de cargas positivas e negativas, respectivamente. Fonte: Adaptada de (MacGorman e Rust, p. 59,1998).

Diversos tratamentos teóricos (SARTOR, 1970; MASON, 1972) e experimentais (SCOTT; LEVIN, 1970; LEVIN; HOBBS, 1971; AUFDERMAUR; JOHNSON, 1972) tem evidenciado que os principais aspectos das nuvens eletrificadas podem ser explicados pelo mecanismo de carregamento por polarização. Estes estudos destacam a influência positiva do aumento do campo elétrico no crescimento dos hidrometeoros e carregamento elétrico no interior das nuvens. Ziv e Levin (1974), por exemplo, simularam o crescimento

de hidrometeoros e cargas elétricas em nuvens quentes e frias. Os resultados mostraram que a força elétrica tende a desacelerar a velocidade de queda de partículas de precipitação e a reduzir a taxa de interação, causando a diminuição do crescimento dos hidrometeoros e da taxa de crescimento do campo elétrico. Baseado nestes estudos, o mecanismo indutivo de colisão de partícula foi inicialmente proposto para a interação entre gotas e gotículas de nuvem (Figura A.8a). Porém posteriormente aos trabalhos discutidos anteriormente AI-Saed e Saunders (1976) verificaram que quando pares de gotas grandes colidem elas parcialmente coalescem, provocando uma oscilação entre elas, e sendo que as cargas são separadas de forma a reduzir o campo elétrico ambiente. Consistentemente Saunders (2008) observou que a colisão entre gotículas de água frequentemente o mecanismo ocorre entre colisões de gelo/gelo ou possivelmente gelo/água.

A possibilidade da transferência indutiva de cargas quando cristais de gelo colidem com *graupel* maiores (Figura A.8b) foi proposta mais tarde, com base em experimentos de laboratórios. Illingworth e Caranti (1985) mostraram que a transferência de cargas nestas colisões depende da impureza do gelo, além disso, foi observado que a condutividade elétrica e a carga transferida aumentariam quando o gelo foi dopado com impurezas. No entanto, a baixa condutividade do gelo e o breve tempo de colisão impediram uma completa transferência de carga. Assim o tempo de contato mostrou-se muito pequeno para permitir a completa relaxação do campo elétrico e, conseqüentemente, promover a movimentação das cargas de uma partícula para outra.

Posteriormente, Mason (1988) através de um estudo observacional de tempestades e simulações numéricas mostrou que um mecanismo indutivo viável, é quando uma gotícula ricocheteia a parte de baixo de um *graupel* (Figura A.8c). Em consistência Brooks e Saunders (1994) simularam colisões

entre esferas de gelo em queda através de gotículas super-resfriadas sob ação de um campo elétrico vertical. Foi verificado uma significante transferência de cargas quando as gotículas ricochetearam as partículas de graupel crescendo por riming. Por outro lado, Gaskell (1981) analisou as transferências individuais de cargas e encontrou que a separação ocorreu através de colisões equatoriais com o hailstone. Verificou-se que este tipo de colisão foi um limitante para a carga máxima adquirida pelo hailstone. Além disso, observou-se que a transferência de cargas entre esferas de gelo e haistone, foi afetada pelo campo elétrico radial, mas as mudanças foram menores do que as previstas pelo método indutivo. Ressalta-se ainda que a configuração radial do campo elétrico seja capaz de produzir uma diferença de potencial com relação a suas vizinhanças de tal forma que colisões tangenciais em qualquer ponto da superfície tendem a separar a mesma quantidade de carga. Por outro lado, para o graupel caindo em um campo elétrico vertical, as colisões tangenciais ocorrem somente próximas ao equador horizontal, numa região onde a quantidade de cargas induzidas pelo campo da tempestade é pequena, resultando assim em pequenas transferências de cargas.

Os aspectos relacionados ao curto tempo durante a colisão, insuficiente condutividade, incapacidade do campo elétrico em polarizar os hidrometeoros e diversos outros fatores discutidos anteriormente, sugerem que o carregamento indutivo não explicaria o início da transferência de cargas. Além disso, o mesmo parece atuar como um processo secundário na eletrificação das nuvens e ainda precisa de investigações em laboratório, uma vez que os valores das eficiências de colisão e as probabilidades de separação de cargas em *graupel* por pequenas gotículas ainda não são bem conhecidos.

161







Figura A. 8 - Representação do mecanismo de transferência de cargas durante colisões entre hidrometeoros, de forma que as maiores (menores) partículas carregam-se positivamente (negativamente). (a) Transferência entre gota e gotículas de água líquida, (b) graupel e cristal de gelo e (c) graupel e gotícula de água líquida. Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1997).

Apesar do aporte teórico deste mecanismo evidenciar que o mesmo possa conduzir à formação de uma estrutura dipolar, as seguintes questões

permanecem em aberto: como um campo elétrico tão intenso capaz de polarizar hidrometeoros, não é capaz de produzir relâmpagos na fase inicial da nuvem? Como explicar a existência do centro de cargas positivas na base da nuvem? Seria resultado do efeito corona (teoria da convecção)? Em síntese os resultados abordados na literatura mostram que o mecanismo indutivo não é capaz de produzir a eletrificação inicial da nuvem. No entanto, é razoável que este processo tenha importante papel quando outro mecanismo já tem proporcionado suficiente carregamento para que um campo elétrico inicial seja formado. Como discutido por Stolzenburg et al. (1998c) torna-se necessário mais estudos de laboratório, modelagem de eletrificação de nuvens e medidas observacionais para melhorar nosso entendimento e compreensão deste processo de eletrificação.

# A.2.3 Mecanismo de Carregamento não Indutivo Envolvendo Colisão entre Partículas

Um mecanismo alternativo ao indutivo e que tem mostrado correlação mais coerente entre experimentos e simulações ocorre durante as colisões na ausência de campo elétrico externo. Este processo denominado colisional não indutivo tem sido fortemente aceito na comunidade científica e tem explicado a estrutura tripolar observada em várias tempestades (REYNOLDS et al., 1957; TAKAHASHI, 1978; KUETTNER et al., 1981; JAYARATNE et al., 1983; SAUNDERS et al., 1991). No presente mecanismo de eletrificação as cargas ou já estão disponíveis ou são geradas durante a colisão, não sofrendo assim com a existência de um curto tempo de contato das partículas (como ocorre no mecanismo indutivo). Dependendo das características da colisão e microfísicas das partículas envolvidas este processo é dividido em: efeito termoelétrico, efeito do potencial de contato, potencial de congelamento de Workman-Reynolds, taxa de crescimento relativa e camada quase-líquida e superfície de

gelo em crescimento ou evaporação. Cada um destes processos serão discutidos em detalhes nas seções seguintes.

#### A.2.3.1 Efeito Termoelétrico

Os trabalhos de Reynolds et al. (1957) e Brook (1958) mostraram que a temperatura de inversão ( $T_{IV}$ ) e a temperatura do local da colisão ( $T_C$ ) das partículas, podem modular o sinal da carga transferida. Neste processo a T<sub>IV</sub> é estimada em aproximadamente -15 °C, localizando-se a cerca de 6 km de altura, próximo a região de cargas negativas. Se T<sub>C</sub> for maior que -15 °C, o graupel fica positivamente carregado e o cristal de gelo negativamente. Logo, devido a correntes de ar ascendentes, os cristais ascendem criando um centro de carga negativa próximo à linha de -5 °C e um positivo na base da nuvem, devido ao graupel. Por outro lado, se T<sub>C</sub> for menor que T<sub>IV</sub>, o graupel tenderá a perder cargas positivas, tornando o cristal carregado positivamente e o graupel negativamente. A configuração resultante é uma estrutura tripolar dentro da nuvem (Figura A.9a). A explicação física reside no fato que os íons de hidrogênio (H<sup>+</sup>) possuem uma maior mobilidade sobre uma superfície com gradiente térmico. Como consegüência um excesso de cargas positivas (negativa) é promovida no lado frio (quente) do graupel (Figura A.9b). A remoção da camada externa da superfície do graupel pelos cristais de gelo carrega positivamente as partículas menores e negativamente o graupel. Em contrapartida, transferência de cargas de sinal oposto ocorre para as mais altas temperaturas.

Através dos trabalhos de Latham e Mason (1961) e Latham e Stow (1965) foi encontrado algumas restrições para este tipo de eletrificação. Estas observações têm sugerido que uma melhoria seria proporcionada com a inclusão da velocidade de impacto e da área de contato das partículas de gelo. No entanto, embora a carga obtida por este processo e a estrutura elétrica obtida embase os valores teóricos, na prática a magnitude é menor que observado em *graupel* crescendo por *riming* colidindo com cristais de gelo. Além disso, este mecanismo não é capaz de explicar a formação da camada de blindagem de cargas negativas no topo da nuvem.



Figura A. 9 - (a) Formação da estrutura tripolar em função da temperatura do ambiente, mecanismo denominado termoelétrico e (b) transferência de carga durante colisão entre *graupel* com mais alta temperatura e cristais de gelo.

Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1997) e Williams (1988).

#### A.2.3.2 Efeito do Potencial de Contato

Experimentos de laboratórios têm mostrado que as antigas observações de Reynolds et al. (1957), além de considerarem o carregamento de partículas em função da diferença de temperatura do gelo, também teriam que considerar a dependência em relação ao estado e as características das superfícies que interagem entre si. De fato, Caranti e Illingworth (1983) reportaram que uma superfície de gelo crescendo por *riming* adquire potencial negativo (Figura A.10a). A hipótese levantada é que um cristal de gelo colidindo com uma

superfície crescendo por *riming* promoveria um carregamento negativo da superfície do gelo, devido a diferencia de potencial entre eles. Neste processo o sinal da carga transferida seria dependente das condições da superfície do gelo. Por exemplo, o *graupel* polarizado positivamente estaria associado a uma remoção da superfície em crescimento, enquanto que a polarização negativa deva-se a diferença de potencial de contato. Em temperaturas abaixo da  $T_R$ , há um rápido congelamento das gotículas sobre a superfície, restando pouco vapor necessário para intensificar a taxa de crescimento da superfície, dominando assim o efeito do potencial de contato (isto é, o carregamento negativo). Em contrapartida, sob altas temperaturas (acima da  $T_R$ ), gotículas congelam mais lentamente, restando uma quantidade suficiente de vapor para conduzir o crescimento da superfície, que por sua vez, provoca o carregamento positivo do *graupel*.

A Figura A.10b mostra o efeito da temperatura sobre a intensidade do potencial negativo (mV). Nota-se rápida variação do potencial de contato até -15 °C, enquanto para valores abaixo a diferença de potencial entre a superfície do *graupel* e o cristal de gelo é no máximo cerca de 300 mV. O mecanismo de potencial de contato ainda é pouco difundido e estudado. As dificuldades residem que nenhuma teoria viável atualmente existe para descrever o carregamento completo devido à diferença de potencial de contato aínda e textura da superfície do *graupel*, velocidade e ângulo de impacto e a diferença de temperatura entres os hidrometeoros durante a colisão.

166



(a)



(b)

Figura A. 10 - (a) Transferência de carga através da colisão entre *graupel* e partícula de gelo, possuindo o *graupel* uma diferença de potencial de contato sobre a superfície e (b) variação do potencial de contato em função da temperatura em uma superfície de *graupel* crescida por *riming*. Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1997) e Caranti e Illingworth (1983).

#### A.2.3.3 Potencial de Congelamento de Workman-Reynolds

O trabalho de Workman e Reynolds (1950) mostrou a possível transferência de cargas durante colisões através da interface gelo-solução aquosa encontradas na superfície de alguns graupel. Durante a coleção de gotículas superresfriadas pelo graupel ocorre o congelamento sobre a sua superfície e uma forte diferença de potencial foi observada. A diferença de potencial encontrada é associada às diferentes características entre gelo e a solução aquosa, a qual contém impurezas e íons livres. A Figura A.11 mostra que esta diferença de potencial proporciona um excesso de íons negativos na superfície do gelo e positivo na parte superior da solução aquosa. A colisão com gotículas provoca a atração dos íons de sinal oposto para a parte inferior da superfície do gelo, resultando numa remoção de massa e num carregamento negativo do gelo e positivo da gotícula de nuvem. O sinal e magnitude na interface e a carga transferida são sensíveis a concentração e tipo de íons e a taxa de congelamento. Quando na presença de um congelamento já completo (isto é, baixa diferença de potencial) do graupel, este processo ocorre através da remoção da solução ainda não congelada, principalmente em ambientes úmido. Todavia alguns experimentos demonstraram que a presença de íons de sal na interface do graupel não afeta de maneira significante o potencial de contato da sua superfície. Além disso, a forte dependência do mecanismo do tipo e da concentração de íons torna-o insuficiente para contribuir com a eletrificação das nuvens. Caranti e Illingworth (1983) mostraram que este potencial de contato desenvolve muito lentamente, para quantificar altas transferências de carga necessária para a eletrificação das nuvens.



Figura A. 11 - Transferência de carga associado à disposição dos íons Na<sup>+</sup> e CL<sup>-</sup> na superfície do graupel, mecanismo conhecido como Efeito de Workman-Reynolds. Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1997).

#### A.2.3.4 Taxa de Crescimento Relativa e Camada Quase-Líquida

Baker et al. (1987) verificaram que quando o *graupel* apresenta uma taxa de crescimento maior em relação ao cristal de gelo, a tendência é de carregamento positivo acontecer, enquanto no cristal carregamento negativo (Figura A.12a). Basicamente o *graupel* cresce por deposição do vapor d'água ambiente e pela difusão de vapor das gotículas se congelando sobre a superfície durante o processo de *riming*. Por outro lado, os cristais crescem apenas pela deposição do vapor ambiente. Contudo a taxa de crescimento relativa é dependente do tempo de congelamento, que por sua vez é função da temperatura do local da colisão. De fato, em baixas temperaturas há um rápido congelamento das gotículas sobre a superfície do *graupel*, implicando numa menor quantidade de vapor liberada (em comparação com temperaturas mais altas), que por sua vez provoca uma menor taxa de crescimento relativa.

A explicação mais detalhada da microfísica deste processo surgiu com as evidencias experimentais encontradas por Baker e Dash (1989). Estes autores sugeriram que uma camada quase-líquida (CQL) sobre a superfície do gelo, forneceria mobilidade suficiente aos íons, de maneira que os íons de oxigênio

(hidrogênio) se localizariam na parte externa (interna) desta camada elétrica dupla. Além disso, os resultados mostraram que a espessura da CQL seria dependente da taxa de crescimento relativa do *graupel*. Assim em altas temperaturas as gotículas congelam mais vagarosamente sobre a superfície do gelo, conduzindo a mais alta taxa de crescimento, que implica numa grossa CQL, que por sua vez disponibiliza alta concentração de íons negativos para transferência durante as colisões (Figura A.12b). Garkell e Illingworth (1980) simularam a colisão entre esferas de gelo e *hailstone* artificiais através de túnel de vento em uma sala fria, sendo que quando o *hailstone* cresceu por *riming* adquiriu-se cargas positivas (negativas) entre -5 ° e -10 °C (-15 ° e -20 °C) com conteúdo de água liquida entre 0,005 e 0,85 g m<sup>-3</sup>. Os autores sugeriram que a transferência de cargas ocorre na superfície de contato e deva-se as diferenças do potencial da superfície e diferentes densidade de transporte de cargas na superfície em diferentes maneiras.

Como pode ser observada a grande vantagem deste processo é que ele reproduz relativamente bem à estrutura elétrica tripolar das nuvens. Neste sentido estudos têm observado também que impurezas como íons de sódio (amônia) nas gotículas *rimers* pode intensificar o carregamento negativo (positivo) do *graupel*. No entanto, as restrições residem nas observações que a CQL existe até temperatura de -4 °C. Em consistência Dong e Hallett (1989) encontraram que acima deste limiar o gelo comporta-se como uma superfície de água, porém abaixo há um comportamento como superfície de gelo. No entanto, mesmo para muito baixas temperaturas estudos de laboratórios mostraram substancial transferência de cargas, assim este mecanismo tem sido bastante aceito e difundido pela comunidade científica.



- (b)
- Figura A. 12 Transferência de cargas devido à existência da camada quase-líquida (CQL) no graupel crescendo por riming. (a) Maior taxa de crescimento do graupel carrega o positivamente e o cristal de gelo negativamente e (b) transferência de cargas negativas ocorre do graupel para o cristal de gelo. Fonte: Adaptada de Saunders (2008).

# A.2.3.5 Carregamento em Superfície de Gelo em Crescimento ou Evaporação

Diferentemente do mecanismo discutido anteriormente o carregamento associado ao processo de crescimento/evaporação inicialmente foi proposto para a colisão entre *graupel* e cristal de gelo na ausência de gotículas de água. Neste sentido, Buser e Aufdermaur (1977) observaram que cristais de gelo colidindo com uma superfície de gelo crescendo por difusão de vapor

(evaporando) promoveriam o carregamento positivo (negativo) da superfície. Fisicamente tem-se discutido que a remoção da protuberância da superfície do gelo crescendo por *riming* carregá-lo-ia positivamente. Por outro lado, Jayaratne e Griggs (1991) cresceram um alvo por *riming*, e em seguida favoreceram a sua evaporação (retirando a fonte de gotículas), de maneira que a seguinte remoção desta protuberância carregou o alvo predominantemente com cargas negativas.

O mecanismo de transferência capaz de explicar o carregamento em função da remoção de protuberância da superfície do gelo crescendo ou evaporando foi proposto por Caranti et al. (1991). Estes autores sugeriram que a superfície de gelo crescendo ou evaporando experimentam um gradiente de temperatura de modo que os prótons da ponte de hidrogênio tendem a permanecer no lado mais frio da fratura da superfície (Figura A.13). Por exemplo, uma superfície em crescimento sofre um aquecimento na superfície (maior que em seu interior), que por sua vez, tende a promover alta concentração de íons negativos nesta região, favorecendo o carregamento positivo do graupel e vice-versa. No entanto, quando a incrustação de gotículas é alta, a superfície pode atingir um determinado nível de aquecimento, que provoque um processo de sublimação. Em contrapartida, estudos mostraram que mesmo na presenca de pouco conteúdo de água líquida foi observado substancial transferência de cargas negativas para o graupel, mesmo não havendo evaporação. Estes resultados evidenciam claramente que se torna necessário um maior conjunto de observações e simulações de eletrificação para compreendermos a real influência das gotículas de água e balanço de calor sobre variadas condições de acreção. Portanto, podemos concluir que o carregamento positivo do graupel em crescimento, pode ser explicado por este processo, porém no caso de carregamento negativo, tanto o processo de remoção de superfície evaporando e crescendo por incrustação não explicam este sinal da carga resultante.

172



Figura A. 13 - Transferência de massa/carga entre o graupel o e cristal devido à existência de uma extensão dendrítica sobre a superfície do graupel, ficando o grão de gelo carregado positivamente e o cristal de gelo negativamente. Fonte: Adaptada de Avila e Caranti (1994).

# A.2.4 Mecanismo de Carregamento não Indutivo Envolvendo a Quebra de Partículas de Precipitação

A transferência de cargas na ausência de um campo elétrico externo pode ocorrer não apenas pelas colisões de hidrometeoros, mas também pela fragmentação das partículas. Na subseção seguinte são tratados os principais processos de eletrificação baseado nessas considerações, sendo divididos em: (i) quebra simples de gota e em caso de congelamento; (ii) fragmentação durante processo de acreção e (iii) *graupel* em derretimento.

## A.2.4.1 Quebra Simples de Gota e em Caso de Congelamento

Antigas observações mostraram que pequenas gotículas produzidas por queda em cataratas, tornavam-se negativamente carregadas (ESTER; GEITEL, 1888). Posteriormente Simpson (1909, 1927) documentaram estas observações indicando que durante a queda no interior das nuvens elétrons são localizados na parte externa da gota, provocando a possibilidade de serem aprisionados por moléculas presentes no interior das nuvens. Nesta configuração, pequenas gotículas carregadas negativamente são formadas e as maiores são carregadas positivamente (Figura A.14a). O sinal e intensidade das cargas elétricas resultante sobre as gotas e moléculas do ar, mostram que este mecanismo apenas poderia formar o centro positivo próximo a base da nuvem. Além disso, os experimentos mostraram que considerando valores ideais de massa de água liquida e tempo de transferência de carga, a magnitude obtida é baixa o suficiente para as taxas de carregamento observadas em nuvens.

Um mecanismo alternativo com relação ao discutido anteriormente é a fragmentação da gota em processo de congelamento. Mason e Maybank (1960) mostraram que o processo de congelamento pode produzir protuberâncias na superfície da gota e que posteriormente podem se fragmentar. Como a parte posterior de uma gota congelando é mais fria, os íons H+ localizar-se-iam sobre esta região (semelhantemente ao efeito termoelétrico num *graupel*, subseção A.2.3.1), favorecendo a formação de fragmentos com cargas positivas e as partículas com cargas negativas (Figura A.14b). Algumas observações mostraram que apenas uma pequena porção de gotas em congelamento formam protuberâncias que se fragmentam, porém este processo ocorre apenas para gotas grandes (>50  $\mu$  m). A carência de conhecimento acerca da espessura da protuberância de gotas que se rompem e a proporção deste revestimento que se fragmenta, mostra que provavelmente este mecanismo não seja viável para a eletrificação de nuvens.



Figura A. 14 - (a) Mecanismo de produção de cargas por uma típica gota de água líquida ao se fragmentar, sendo que ao se romper as cargas negativas (positivas) em superfície (interior) conduzem a formação de gotas menores e gotículas com cargas predominantes positivas e negativas, respectivamente e (b) mecanismo de transferência baseado no rompimento da gota de água líquida, sendo que a parte restante (fragmento) da gota a qual é mais fria (quente) fica polarizada positivamente (negativamente).

Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1997).

## A.2.4.2 Fragmentação Durante *Riming*

Latham e Mason (1961b) forneceram evidências que gotículas de água líquida incrustadas em esferas de gelo, podem ejetar fragmentos de gelo com cargas positivas, provocando o carregamento negativo do *graupel* (Figura A.15). Experimentos têm mostrado que considerando o tamanho, concentração, velocidade de queda dos *graupel* e quantidade de gotículas, um dipolo positivo é formado, porém a taxa transferência de cargas observada foi muito baixa.

Estudos posteriores mostraram que este processo de eletrificação é limitado a intervalo de temperatura entre -5 ° e -8 °C e requer a colisão com gotículas grandes (> 25  $\mu$  m).



Figura A. 15 - Mecanismo de transferência baseado na incrustação de gotículas sobre a superfície do *graupel*. Após a colisão o *graupel* torna-se negativamente carregado. Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1997).

#### A.2.4.3 Graupel em Derretimento

*Graupel* em processo de derretimento que possua bolhas de ar em seu interior pode tornar-se positivamente carregado (DINGER; GUNN, 1946). Estes autores sugeriram que a ruptura destas bolhas de ar na superfície de derretimento do gelo, provocaria a ejeção de gotículas carregadas negativamente (Figura A.16). Neste processo microfísico é observado uma camada elétrica dupla na interface água/ar na bolha de ar que se desloca para a superfície em derretimento. Um excesso de íons negativos ocorre próximo a interface ar/água e uma carga espacial difusa positiva se estendem para o interior da camada de derretimento. A fragmentação da camada elétrica dupla durante o escape da bolha de ar favorece o carregamento negativo da bolha de ar e positivo do *graupel* em derretimento. A dependência deste processo esta associada ao tamanho, concentração de bolhas de ar e ao conteúdo de íons na superfície em derretimento. Mason (1972) simulou a transferência de carga

através deste mecanismo, considerando *graupel* de tamanho milimétrico. O modelo conseguiu reproduzir um centro positivo de cargas elétricas próximo ao nível de congelamento. Entretanto, estudos mais recentes mostraram que cargas positivas acima do nível de congelamento não são observadas, evidenciando a inviabilidade parcial desse processo de eletrificação.



Figura A. 16 - Mecanismo de transferência de carga por *graupel* com camada quase-líquida e com bolhas de ar em seu interior. O saldo resultante mostra o carregamento negativo do *graupel*. Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1997).

# A.2.5 Transferência e Sinal de Cargas Elétricas em Função de Parâmetros Microfísicos: Resultados Experimentais e de Modelos de Eletrificação de Nuvens

Os diversos processos de eletrificação discutidos anteriormente em sua maioria estão associados a características fundamentais da convecção e/ou precipitação das tempestades. Evidentemente é provável que todos os processos de transferência de cargas atuem simultaneamente, porém um ou outro pode dominar dependendo das condições ambientais e microfísicas das tempestades. Além disso, outros processos ainda poucos estudados ou sugeridos podem estar atuando, como: carregamento por difusão de íons e cargas em desarranjos cristalinos entre diversos outros. Estas evidências

mostram que a relação de independência ou interdependência entre estes processos esta intrinsecamente relacionada às etapas do ciclo de vida das nuvens. Assim podemos de maneira geral considerar que possivelmente os processos de eletrificação de nuvens ocorrem na seguinte seqüencia, mecanismo: (i) não indutivo, (ii) indutivo e (iii) convectivo.

Um comum aspecto observado nestes diversos trabalhos analisados é a forte dependência da eletrificação das nuvens em relação a parâmetros ambientais e microfísicos, como por exemplo: temperatura (JAYARATNE, 1983; ÁVILA et al., 1995), disponibilidade e distribuição de gotículas de água líquida (SAUNDERS et al., 1991; JARAYATNE et al., 1983; ÁVILA et al., 1998, AVILA e PEREYRA, 2000; SAUNDERS et al., 2006; PEREYRA et al., 2008), tamanho, concentração e fase das partículas de gelo (MARSHAL et al., 1978; JARAYATNE et al., 1983; MITZEKA; SAUNDERS, 1990; ÁVILA et al., 1998; SAUNDERS et al., 2006; PEREYRA et al., 2008), velocidade de impacto (MARSHALL et al., 1978; MITZEKA; SAUNDERS, 1990; SAUNDERS et al., 2006) e propriedades e estado da superfície do gelo (TAKAHASHI, 1973; TURNER; STOW, 1984; BAKER et al., 1987; BAKER; DASH, 1989).

Medidas em laboratório realizadas por Reynolds et al. (1957) constituíram-se numa das primeiras evidencias que o mecanismo não indutivo explicaria a estrutura dipolar positiva das nuvens. A remoção de cargas elétricas pelos cristais de gelo na superfície de *graupel* e *hail* crescendo por incrustação causaria o carregamento negativo destas grandes partículas gelo. Além disso, foi observado que a eletrificação positiva (negativa) ocorreu quando a concentração de cristais de gelo foi alta de 10<sup>7</sup>-10<sup>9</sup> m<sup>-3</sup> (baixa de 10<sup>5</sup>-10<sup>8</sup> m<sup>-3</sup>). Posteriormente, com base no mecanismo não indutivo Takahashi (1978) através de experimentos com câmara fria analisou a formação de carregamento elétrico na colisão entre *graupel* em incrustação e cristal de gelo na presença de água líquida. Os resultados mostraram que nenhuma carga no

graupel é observada se sua velocidade é próxima de zero e quando o graupel se move numa região com apenas cristais ou apenas gotículas superresfriadas. Assim uma forte eletrificação ocorre quando há simultaneamente cristal e gotículas super-resfriadas e a magnitude e sinal das cargas são altamente depende do conteúdo de água liquida e temperatura da nuvem. A Figura 17a mostra que em temperaturas mais quentes que -10 °C há carregamento positivo, independente do conteúdo de água, enquanto em temperaturas mais frias que -10 °C carregamento é positivo para baixos e altos valores de conteúdo de água. Por outro lado, o carregamento é negativo entre estas duas regiões e esta associado ao número abundante de cristais de gelo existentes em baixas temperaturas. Note que esta configuração de cargas é consistente com o modelo de estrutura elétrica tripolar, discutido na seção A.1. Por outro lado, a carga máxima de 33 fC observada entre as colisões *graupel*/cristal, segundo o autor mostra-se razoável para a eletrificação e ocorrência de relâmpagos em curto período de tempo.

Os três mecanismos físicos sugeridos para explicar as características observadas foram baseados na estrutura da superfície e carga do *graupel*, forma e cargas das partículas interagindo (Figura A.17b). No primeiro caso, em alto conteúdo de água líquida os prótons são deslocados para a parte interna onde a temperatura nas protuberâncias sob o *graupel* é mais fria que no exterior, assim os cristais de gelo ao colidirem rompem esta parte com cargas positivas, ficando o *graupel* (cristal) com excesso de cargas positivas (negativas). Já o carregamento negativo (região de baixa temperatura e médio conteúdo de água líquida) ocorre durante a colisão entre a protuberância mais quente do *graupel* e o cristal frio. Assim durante a interação há formação de par de prótons/elétrons no ponto de contato *graupel*/cristal, onde os elétrons movem-se em direção ao interior do *graupel* devido às maiores temperaturas em sua superfície. No caso de carregamento positivo em condições de baixo conteúdo de água, foi sugerido a existência de uma fina camada de água sobre

a superfície do graupel. Assim a diferença da energia de ativação reguerida para dissociação dos íons H<sup>+</sup> e OH<sup>-</sup> entre líquido e gelo, proporciona que íons são mais abundantes na água. Mais H<sup>+</sup> movem-se para o interior do gelo, enquanto os íons OH permanecem sobre o filme/camada de água. Quando os cristais colidem com a superfície do graupel, os cristais podem romper a carga negativa abundante no filme de água. De maneira geral estes resultados mostram que o graupel carregado negativamente e os cristais de gelo positivamente são os principais formadores dos centros de carga. Além disso, o autor observou que sob as condições impostas pelo experimento de laboratório não houve diferenças entre diferentes distribuições de tamanho de gotículas de água (centradas em 10, 15 e 90  $\mu$  m) e que também a variação da concentração de cristal de gelo entre 10<sup>5</sup>-10<sup>8</sup> m<sup>-3</sup> nenhuma mudanca do sinal elétrico foi observada. Através destes resultados podemos inferir que o conteúdo de água líquida, temperatura, e as condições da estrutura da superfície do graupel são importantes parâmetros microfísicos para a eletrificação da nuvens sob as condições analisadas.



Figura A. 17 - (a) Eletrificação por riming de gotículas sobre a superfície de um graupel em função da temperatura e do conteúdo de água liquida da nuvem, sendo que círculos abertos (fechados) demonstram carregamento positivo (negativo) do graupel e cruzes região de não carregamento e (b) eletrificação positiva do graupel, negativa devido ao contato com cristal de gelo e positiva devido à quebra da lâmina de água na superfície do grão do graupel. Fonte: Adaptada de Takahashi (1978).

Em complemento a discussão abordada acima, Saunders et al (2006) compararam os principais resultados de experimentos em laboratórios

envolvendo transferência de cargas, temperatura e conteúdo de água líquida encontrados por Takahashi (1978), Saunders e Peck (1998), Pereyra et al. (2000) e Saunders et al. (2006). A Figura A.18 mostra que o comum aspecto observado é que para baixas temperaturas ocorre predominância de carregamento negativo do graupel, enquanto para valores maiores o carregamento é predominantemente positivo. Podemos notar que as maiores discrepâncias são observadas entre o sinal de carregamento obtido por Takahashi (1978) e Saunders e t al. (2006). Segundo Saunders et al.(2006) as diferentes condições impostas para o crescimento dos hidrometeoros nestes dois experimentos podem ter implicado nestes resultados. De fato, nos experimentos de Takahashi (1978) e Saunders e Peck (1998), os cristais de gelo cresceram numa nuvem de gotículas super-resfriadas num mesmo ambiente que as gotículas produtoras de riming, enquanto nas observações de Pereyra et al. (2000) e Saunders et al. (2006) os cristais de gelo cresceram numa segunda câmara, separada das gotículas de riming. Após este processo de crescimento em ambos os experimentos, os hidrometeoros do primeiro experimento foram colididos com o graupel, enquanto no segundo experimento os cristais de gelo e gotículas de riming foram misturados, e em seguida colididos com o graupel. Assim na experiência de duas (uma) câmaras estando o cristal subsaturado (supersaturado) em relação às gotículas de riming quando misturado a nuvem de gotículas, tendem a apresentar uma taxa de crescimento por difusão de vapor maior (menor) que o graupel, implicando no carregamento negativo (positivo) do graupel.



Figura A. 18 - Exemplo dos diferentes limites do sinal da carga adquirida por graupel crescendo por riming ao colidir com cristais de gelos em função da temperatura e do conteúdo de água liquida observado por Takahashi (1978), Saunders e Peck (1998), Pereyra et al. (2000) e Saunders et al. (2006). Fonte: Adaptada de Saunders et al. (2006).

Com base na física discutida acima Saunders et al. (2006) deduziram que o carregamento negativo do *graupel* em altas concentrações de água líquida, seria respondido pela subsaturação dos cristais de gelo (curvas de SAUNDERS et al., 2006 e PEREYRA et al., 2000). Em contrapartida, a mais estreita região de carregamento negativo (isto é, maior região de carregamento positivo) encontrada por Takahashi (1978) em relação aos demais experimentos poderia ser explicado pela supersaturação dos cristais de gelo. Mesmo as particularidades dos ambientes de crescimento dos hidrometeoros em tese explicarem as diferenças observadas, apenas com mais estudos de laboratórios e simulações de eletrificação de nuvens estas questões serão aprofundadas e elucidadas.

Os trabalhos de Jayaratne et al. (1983) e Keith e Saunders (1990) mostraram também que a quantidade e sinal da carga transferida possuem dependência do tamanho do cristal de gelo e da velocidade de impacto. Javaratne et al. (1983) mediram o sinal e a magnitude da corrente elétrica formada durante a colisão de cristais de gelo crescendo por difusão de vapor e gotículas superresfriadas com um leve graupel simulado. A magnitude da carga foi dependente da temperatura, dimensão do cristal, velocidade relativa, conteúdo de água líquida e conteúdo de impurezas das gotículas de água e da superfície do granizo. Por outro lado, o sinal das cargas transferidas apresentou-se como função da temperatura, água líquida e da impureza da superfície do granizo e das gotículas. Os autores observaram também que na ausência de cristais de gelo, nenhuma transferência de carga foi notada, em contrapartida na ausência de gotículas o graupel sofreu evaporação, e assim obteve carregamento negativo. Estes resultados são consistentes com os observados por Takahashi (1978) e ao mesmo tempo reforçam a teoria de Buser e Aufdermaur (1977) que a taxa de crescimento ou decrescimento poderia definir o sinal do carregamento do graupel. Em contrapartida, exclui as teorias discutidas na seção A.2.3.3 e A.2.3.4 que envolvem colisões entre apenas partículas de água líquida.

Jayaratne et al. (1983) notaram também que durante o processo de *riming* do *graupel*, carregamento positivo ocorreu acima de um valor critico de temperatura e para altos valores de água liquida e vice-versa. Sendo que a temperatura reversa foi de -20 °C para o conteúdo de água líquida de 1g m<sup>-3</sup>. Foi observado que para a temperatura de -10 °C e conteúdo de água liquida de 2 g m<sup>-3</sup> e cristal de 125  $\mu$  m de tamanho e velocidade de 3 m s<sup>-1</sup> provocou-se um carregamento positivo do *graupel* de aproximadamente 10 fC. As Figuras A.19a e b mostram que a transferência de cargas varia linearmente com o diâmetro do cristal e com a velocidade do *graupel*. O carregamento positivo mostra-se mais sensível as variações dos tamanhos dos cristais de gelo (maior
taxa de crescimento). O carregamento negativo (positivo) em baixas (altas) temperaturas para qualquer tamanho do cristal, reforça os resultados apresentado por Saunders et al. (2006) em função da temperatura e conteúdo de água liquida. Por outro lado, parece que a velocidade apenas influência a magnitude da carga transferida de modo que, um incremento de 1 m s<sup>-1</sup> provoca um aumento aproximado de 0,19 fC na carga transferida. De fato, a velocidade de impacto, pode indicar a quantidade de massa arrancada ou rompida da superfície do *graupel* (maior velocidade provoca quantidade maior de protuberância arrancada) ao colidir com cristais de gelo.



Figura A. 19 - Carga transferida por evento de colisão como função (a) do tamanho do cristal de gelo para carregamento positivo do graupel em temperatura de -6 °C e carregamento negativo em temperatura de -21 °C com velocidade de 2-8 m/s, (b) da velocidade do graupel conduzido em temperatura de -11 °C e conteúdo de água líquida de 1 g m<sup>-3</sup> e da (c) temperatura do graupel quando gotículas da nuvem contem solução diluída de (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> ou NaCl com velocidade do granizo de 3m s<sup>-1</sup>.

Fonte: Adaptada de Jayaratne et al. (1983).



Figura A.19 - Conclusão.

Os autores inseriram alguns tipos de CCN e gases na câmara de nuvem experimental, e observaram que a reversão do sinal da carga transferida poderia ser devido à contaminação das gotículas por íons e não devido à diminuição do espectro de tamanho das mesmas. Por exemplo, a inserção do gás NH<sub>3</sub> dentro da câmara de nuvem, resultou em um forte carregamento positivo e aumentando com a diminuição da temperatura, com máxima transferência de carga de +20 fC em -22°C. A Figura A.19c mostra a carga transferida em função da temperatura do *graupel* quando gotículas da nuvem contêm solução diluída de (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> ou NaCl com velocidade de 3 m s<sup>-1</sup>. Podemos observar que o *graupel* formado por gotículas contaminadas com os sais de NaCl ((NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) carregaram-se negativamente (positivamente) para todas as temperaturas, quando a concentração foi maior que 2.10<sup>-5</sup> N e o carregamento aumenta com o aumento da concentração. Contudo para temperaturas acima de -9 °C o aumento da concentração de (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> diminui

o carregamento. Em consistência Takahashi (1978) também observou as mesmas influências quando a nuvem foi composta apenas de *graupel* e gotícula de água, porém a inserção de cristais de gelo e conteúdo de água de  $1 \text{gm}^{-3}$  provocou carregamento predominante negativo no *graupel*, independente da solução aquosa e distribuição do tamanho de gotas. Jayaratne et al. (1983) notaram também que a ocorrência de impurezas nas gotículas de água líquida aumentou o valor da  $T_{IV}$ . Assim podemos ressaltar que ao considerar o mecanismo de eletrificação de Workman-Reynolds (seção A.2.3.3) uma maior concentração de sal, poderia aumentar a quantidade de íons disponíveis para serem transferidos para as partículas de gelo maiores. Além disso, a configuração espacial das moléculas de sal e a eletro-afinidade pode implicar na preferência de ceder menor ou maior quantidade de íons negativos, implicando num carregamento negativo ou positivo.

Keith e Saunders (1990) utilizando simulação numérica de eletrificação de nuvens reforçaram os resultados de Jayaratne et al. (1983). Estes autores parametrizaram a dependência da carga transferida em função do tamanho do *graupel* e da velocidade do cristal de gelo. Neste contexto, foi simulado numericamente a colisão entre cristais de gelo de até  $800 \,\mu m$  de tamanho crescendo por *riming* e colidindo com um alvo de gelo na presença de gotículas super-resfriadas. Os resultados mostram que a carga transferida é expressa da seguinte maneira:

$$q = A d^a V^b, \tag{A.2.1}$$

onde **d** é o diâmetro do cristal, **V** é a velocidade do cristal de gelo e **A** é um parâmetro que depende da distribuição de tamanho adotada e **a** e **b** são coeficientes determinados com base em taxas reais de carregamento de nuvens. Importante lembrar que esta e as demais parametrizações disponíveis buscam reproduzir as condições inferidas por Mason (1953) discutidas na

seção A.2.3, para a compatibilidade com as observações em tempestade reais. Para isto Mason (1953) apresenta que a carga obtida por colisão deveria ser da ordem de 10<sup>-14</sup> C. A equação utilizada para a determinação deste valor de carga elétrica é expressa por:

$$q = \frac{4}{3} * \frac{dQ}{dt} * \frac{R\rho}{En_{c}p},$$
 (A.2.2)

em que:  $\frac{dQ}{dt}$  é carga por unidade de volume da nuvem (=1 C km<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup>), **R** raio do *graupel* (=2 mm),  $\rho$  a densidade do *graupel* (=0,5 g cm<sup>-3</sup>), **E** a eficiência de colisão *graupel*/cristal (=1), **n**<sub>c</sub> a densidade do cristal de gelo (= 0,1 g cm<sup>-3</sup>) e **p** a taxa de precipitação do *graupel* (= 5 cm hora<sup>-1</sup>).



Figura A. 20 - Carga transferida por evento de colisão como função (a) do tamanho do cristal de gelo para carregamento positivo do *graupel* e (b) da velocidade do *graupel* para carregamento positivo em temperatura de -12 °C e carregamento negativo em temperatura de -25 °C. Fonte: Adaptada de Keith e Saunders (1990).

Lembrando-se destas considerações Keith e Saunders (1990) mostraram numericamente que um incremento no tamanho dos cristais intensifica o valor da carga transferida, porém numa taxa maior de crescimento para os menores cristais de gelo (Figura A.20a). Os autores sugeriram que as cargas transferidas seriam limitadas por transferências inversas de cargas já existentes na superfície das partículas ou pelo maior potencial da existência de elétrons livres nas menores partículas. Alguns estudos observaram emissão de luz durante esta transferência inversa de cargas na forma de efeito corona. Foi observado também que para um mesmo valor de carga transferida o carregamento negativo do graupel esta associada a velocidades do graupel mais altas do que no caso de carregamento positivo (Figura A.20b). Além disso, a uma mesma velocidade de queda o carregamento positivo possui maior magnitude em relação ao negativo. Estes resultados confirmam as observações realizadas uma década antes por Marshal et al. (1978), e ainda evidenciam que a magnitude da carga transferida observada em laboratórios é adequada para quantificar a eletrificação das tempestades com base nas análises de Mason (1953) e por sua vez, representa razoavelmente as observações reais.

Evidencias experimentais proporcionadas por Jayaratne e Saunders (1985) mostraram que a carga transferida depende também da distribuição do tamanho de gotículas de água liquida. Uma década depois, Ávila et al. (1998) simularam a colisão entre cristais de gelo crescendo por deposição de vapor e *graupel* esférico e embasaram ainda mais estas primeiras observações. Os autores observaram um carregamento negativo do *graupel* na presença de gotículas crescendo até  $60 \mu m$  em valores mais altos de conteúdo de água líquida do que observados por experimentos anteriores. Em consistência, os resultados recentemente encontrados por Ávila e Pereyra (2000) tem reforçado estas características. As Figuras A.21a e b mostram a variação do sinal da carga transferida em função do conteúdo efetivo de água líquida para distribuição de gotículas médias de  $18 \,\mu m$  e  $13 \,\mu m$ , respectivamente. Na distribuição (a) carregamento negativo ocorre para temperaturas abaixo de -15 °C, independente do conteúdo de água e positivo abaixo deste valor até 4 g m<sup>-3</sup>. Em contrapartida na distribuição (b) o carregamento negativo ocorre acima de -18 °C para valores medianos de água líquida, enquanto valores positivos ocorrem acima e abaixo desta região e também em regiões com temperaturas menores que este limiar. Estes resultados mostram que aumentando o tamanho das gotículas o carregamento negativo começa a predominar em baixíssimas temperaturas e conteúdo de água líquida. Além disso, os autores sugerem que a distribuição do tamanho de gotículas da nuvem pode ajudar no entendimento de uma determinada localização de um centro de carga no interior das nuvens.

Como discutido por Saunders (2008) a relação entre transferência de cargas e propriedades dos hidrometeoros e condições das nuvens mostram que a taxa de crescimento difusional, prepondera na definição do sinal da carga resultante nas partículas de gelo. A viabilidade deste processo é condicionada as propriedades físicas e elétricas das partículas e ao tempo de relaxação elétrica da atmosfera, o que permite que as cargas permaneçam nas partículas tempo suficiente para o desenvolvimento do campo elétrico no interior da nuvem.



Figura A. 21 - O sinal da carga adquirida pelo graupel como função do conteúdo efetivo de água líquida e da temperatura do ambiente para duas diferentes distribuições de tamanho de gotículas A (diâmetros maiores) e B (diâmetros menores). Em negrito é representado às cargas negativas e em cinza cargas positivas. Fonte: Adaptada de Avila e Pereyra (2000).

#### A.3 Física de Relâmpagos

As condições microfísicas discutidas anteriormente e o mecanismo de eletrificação não indutivo produzem ambientes favoráveis para a ocorrência de relâmpagos. Estudos mostram que estes eventos são caracterizados por intensas descargas elétricas de grande extensão (alguns quilômetros) e de grande intensidade (valores máximos de corrente chegando aproximadamente

a 300 kA) que ocorrem na baixa troposfera. Deste modo, os relâmpagos são observados como um longo canal ionizado tanto dentro como fora da nuvem, sendo que no segundo caso algumas vezes apresenta-se ramificações, com extensões de alguns quilômetros tanto na vertical quanto na horizontal (PINTO Jr; PINTO, 2000). Doravante durante as discussões considera-se relâmpago como o evento completo desde seu início até seu término e sendo constituído de várias descargas elétricas individuais.

Os relâmpagos podem ser divididos em dois grupos: relâmpagos no solo e relâmpagos nas nuvens. O primeiro grupo é composto pelos relâmpagos que ocorrem da nuvem para o solo, denominados nuvem-solo (NS) ou raio e os do solo para a nuvem, conhecidos como solo-nuvem (SN). O transporte de elétrons em direção ao solo (direção a nuvem) caracterizam os relâmpagos NS negativos (positivos), como representados na Figura A.22a (Figura A.22d). Por outro lado, para os relâmpagos SN, a condução de cargas positivas (negativas) em direção ao centro negativo (positivo) da nuvem formam relâmpagos NS negativo (positivo) como mostra a Figura A.22b (Figura A.22e). Estudos mostram que relâmpagos SN são menos frequentes em relação aos NS, porém transferem mais cargas para a nuvem do que os NS negativos transportam para o solo. Observações mostraram também que os relâmpagos SN na maioria das vezes não apresentam descarga de retorno e sim apenas a passagem de uma corrente contínua de centenas de ampères em aproximadamente 100  $\mu$  s de duração (PINTO Jr; PINTO, 2000).

192



Figura A. 22 - Tipos comuns de relâmpagos em uma típica nuvem com estrutura dipolar. (a) Relâmpago nuvem-solo negativo, (b) relâmpago solonuvem negativo (c) relâmpago nuvem-ar (d) relâmpago nuvem-solo positivo, (e) relâmpago solo-nuvem positivo e (f) relâmpago intranuvem.

Fonte: Adaptada de Rakov e Uman (2003, p.5).

Os relâmpagos nas nuvens são divididos em três tipos: relâmpagos que ocorrem dentro das nuvens, conhecidos como relâmpagos intra-nuvem (IN) (Figura A.22f); os que ocorrem entre nuvens, chamados entre-nuvens (EN) e os que ocorrem da nuvem para a atmosfera denominados relâmpagos no ar (AR) (Figura A.22c) (OGAWA, 1995). Os relâmpagos que ocorrem nas nuvens em geral são mais frequentes, particularmente os IN, representando 70% do número total de relâmpagos. As descargas elétricas dos relâmpagos IN têm origem em uma região de cargas negativas com ramificações que se propagam

para cima até a região de cargas positivas, surgindo ramificações horizontais nesta região também. O líder escalonado nestes tipos de relâmpagos propagase a uma velocidade em torno de 1.10<sup>4</sup> m s<sup>-1</sup> e possui uma corrente elétrica em torno de 100 A, com duração de 0,2 s. Estudos têm mostrado que esses relâmpagos parecem ser dominantes no início da eletrificação de uma nuvem de tempestade (WILLIAMS, 1988). Os demais relâmpagos, EN e AR, são atualmente pouco conhecidos, porém pesquisas recentes têm mostrado que estes são bem mais frequentes.

Apesar dos relâmpagos IN serem mais comuns que os demais e também possuir mais estreita relação com a eletrificação das nuvens, os relâmpagos NS são os mais estudados devido ao seu alto poder destrutivo e facilidade em ser analisados. Assim com base na revisão feita em Wallace e Hobbs (1977) e Pinto Jr e Pinto (2000), a formação e propagação de um relâmpago negativo na visão clássica pode ser dividida em quatro etapas:

**1)** Os relâmpagos originam-se através de várias descargas elétricas dentro da nuvem com cerca de 3 e 5 km de altura e se deslocam entre o pequeno centro de cargas positivas próximas a base (camada de blindagem) e a região de cargas negativas (Figura A.23b), durante 10 a 100 ms, período conhecido como período de quebra de rigidez preliminar. Estas pequenas descargas liberam elétrons de partículas de precipitação que se encontram próximo a região de cargas negativas. Assim, esses elétrons livres neutralizam parte da pequena carga positiva localizada próxima a base da nuvem e se movem para fora da base (Figuras A.23c e d). Esse movimento de elétrons representa uma descarga luminosa não visível ao olho humano, que se propaga em uma série de passos em direção ao solo, denominada de líder escalonado (*stepped leader,* do inglês), a uma velocidade de 400.000 km h<sup>-1</sup>. O tempo de cada passo é de 1  $\mu$ s, possuindo de 30 a 100 m de extensão, com pausas de 50  $\mu$ s entre os passos.

2) Durante seu trajeto de descida, o líder escalonado ramifica-se em busca de regiões com melhor condutividade elétrica na atmosfera (Figura A.23e), produzindo estrutura geométrica característica uma que transporta aproximadamente 10 Coulomb de carga e aproxima-se do solo em 20 ms com uma corrente média de centenas de ampères. A uma distância de 100 a 200 m do solo, as cargas elétricas negativas intensificam o campo elétrico em torno de objetos pontiagudos, edifícios, torres e montanhas com um potencial elétrico de 100.10<sup>6</sup> V. O campo elétrico assim formado é intenso o suficiente para romper a rigidez dielétrica do ar, fazendo com que uma ou mais descargas positivas, denominadas líderes conectantes, partam de objetos altos localizados no solo em direção ao líder escalonado (Figura A.23f). Em cerca de 30 % dos casos, mais de um líder conectante surge de diferentes pontos do solo.

**3)** No momento que o líder conectante encontra o líder escalonado, cargas negativas presentes no canal do líder escalonado se movem em direção ao solo na forma de uma forte descarga, seguida por uma intensa luminosidade que se propaga para cima no canal a uma velocidade de 400.10<sup>6</sup> km h<sup>-1</sup> (Figura A.23g e h). Esta descarga denominada descarga de retorno dura cerca de 100  $\mu$  s, com um pico de corrente de 30 kA, produzindo a maior parte da luz emitida. Se após a descarga de retorno o relâmpago terminar, ele é chamado de relâmpago simples. Esses raios representam 20 % dos relâmpagos NS negativos. Os relâmpagos que apresentam mais do que uma descarga de retorno são denominados de raios múltiplos.

**4)** Na maioria dos casos, descargas de retorno subseqüentes ocorrem após uma pausa de aproximadamente  $100 \mu$  s. Para que ocorram novas descargas de retorno é necessário que cargas sejam transportadas dentro da nuvem para a região onde o líder escalonado iniciou-se, através de pequenas descargas dentro da nuvem (Figura A.23i). Assim, uma nova descarga, chamada líder

contínuo, inicia-se na região onde se formou o líder escalonado, propagando através do canal ionizado de forma contínua sem ramificar-se, a uma velocidade maior que o líder escalonado, produzindo uma corrente elétrica menor de 1 kA (Figura A.23j) com carga de 1 Coulomb. Ao chegar próximo ao solo (alguns metros), após cerca de 50 ms de seu início, surge novamente um líder conectante (neste caso de apenas alguns metros de extensão), produzindo assim uma descarga de retorno subsequente (Figura A.23l). Todavia, o líder contínuo pode sofrer desvios, seguindo novos caminhos devido ao decaimento do canal inicial ou fortes ventos e, desta forma, a descarga de retorno ocorrerá a partir de um líder conectante proveniente de um ponto diferente no solo. Estes tipos de raios são conhecidos como raios bifurcados.



Figura A. 23 - Diagrama esquemático para ilustrar a formação de um relâmpago. (a)-(f) ilustra a formação do líder escalonado, (g) e (h) a primeira descarga de retorno, (i) a pré formação da subsequente descarga de retorno, (j) e (k) o líder contínuo e (l) a segunda descarga de retorno. Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

Importante salientar que a abordagem de formação e propagação de relâmpagos dentro e fora da nuvem foi realizada com base na visão clássica da formação de relâmpagos (os relâmpagos descarregam cargas elétricas das nuvens, provocando um desbalanço elétrico). No entanto, Kasemir (1960) sugeriu que a polarização de hidrometeoros poderia também ser um mecanismo iniciador dos relâmpagos, conhecida como teoria do líder bidirecional, bipolar com carga total nula. Posteriormente as observações de Mazur (2002) através de vôos com avião no interior de nuvens reforçaram o fundamento desta teoria. Como exemplo, uma haste condutora (simulando um hidrometeoro) imersa num campo elétrico da nuvem, torna-se polarizada negativamente (positivamente) no topo (base) (Figura A.24a). A convergência (divergência) de íons negativos livres na base (topo) do condutor provoca uma mais rápida (lenta) quebra de rigidez nesta região. As descargas assim produzidas ionizam mais moléculas ao redor do condutor e o processo se repete, formando uma avalanche de elétrons. Desta forma, o ramo positivo do líder bidirecional propaga-se mais rápido que o ramo negativo, implicando que num relâmpago NS negativo, o ramo negativo propaga-se para o solo, enquanto seu ramo positivo propaga-se para o interior da nuvem (Figura A.24b). Entre as descargas de retorno subseqüentes o ramo visível do canal descendente é ausente, enquanto o ramo positivo continua a sua propagação dentro das nuvens, formando um processo de realimentação de elétrons na base do canal. A Figura A.24c mostra a propagação de um relâmpago NS positivo, e evidencia a mais rápida propagação do ramo positivo deste relâmpago em relação ao ramo negativo. A teoria do líder bidirecional ainda é alvo de vários estudos de relâmpagos naturais (FERRO et al., 2009) e simulação numérica (HELSDON et al., 1992) e ainda merece mais discussões e aprofundamento sobre a sua formação e consequências na física de relâmpagos.

197



Figura A. 24 - Teoria do Lider bidirecional. (a) Polarização assimétrica de um fio condutor (simulando um hidrometeoro) imerso num campo elétrico e convergência (divergência) de elétrons na base (topo) e propagação de um relâmpago NS (b) negativo e (c) positivo. Fonte: Adaptada de Mazur (2002) e Williams (2006).

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

AUFDERMAUER, A. N.; JOHNSON, D. A. Charge separation due to riming in an electric field. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.98, p.369-382, 1972.

BAKER, B.; BAKER, M. B.; JAYARATNE, E. R.; LATHAM, J.; SAUNDERS, C. P. R. The influence of diffusional growth rates on the charge transfer accompanying rebounding collisions between ice crystal and soft hailstone. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.113, p.1193-1215, 1987.

BAKER, M. B.; DASH, J. G. Charge transfer in thunderstorms and the surface melting of ice. **Journal of Crystal Growth**, v.97, p.770-776, 1989.

BERING III, E. A.; FEW, A. A.; BENBROOK, J. R. The global electric circuit. **Phys Today**, p.23-30, 1998.

BROOK, M. Recent Advances in Thunderstorm Electricity, L. G. Smith, Ed., p.383, Pergamon, 1958.

BROOK, M.; NAKANO, M.; KREHBIEL, P.; TAKEUTI, T. The electrical structure of the Hokuriko winter thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.87, p.1207-1215, 1982.

BROOKS, I. M.; SAUNDERS, C. P. R. An experimental investigation of the mechanism of thunderstorm electrification. **Journal of Geophysical Research**, v.99, p.10627-10632, 1994.

BUSER, O.; AUFDERMAUR, A. N. Electrification by collision of ice particles on ice or metal targets. In: Electrical Processes in Atmospheres, 1977, Darmstadt, **Proceedings...** Darmstadt, 1977.

CARANTI, G. M.; AVILA, E. E.; RÉ, M. A. Charge transfer during individual collisions ice growing from vapor deposition. **Journal of Geophysical Research**, v.96, p.15,365-15,375, 1991.

CARANTI, J. M.; ILLINGWORTH, A. J. The contact potential of rimed ice. **The Journal** of **Physical Chemistry**, v.87, p.4125-4130, 1983.

CAREY L. D., RUTLEDGE S. A. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 13,979-14,000, 1998. CHIU, C. S.; KLETT, J. Convective Electrification of Clouds. **Journal of Geophysical Research**, v.81, p.1111-1124, 1976.

CURRAN, E. B.; RUST, W. D. Positive ground flashes produced by low-precipitation thunderstorms in Oklahoma on 26 April 1984. **Monthly Weather Review**, v.120, p.544-553, 1992.

DINGER, J. E.; GUNN, R. Electrical effects associated with a change of state of water. **Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity**, v.51, p.477-494, 1946.

ELSTER, J.; GEITEL, H. Über eine Methode, die elektrishsche Natur der atmosphärischen Niederschalage zu bestimmen. **Met. Z.** v.**5**, p. 95-100, 1888.

ELSTER, J.; GEITEL, H. Zur Influenztheorie de Niederschlagselektrizitat. **Phys.Z.** p.1287-1292, 1913.

FEHR, T., DOTZEK, N., HOLLER, H. Comparison of lightning activity and radarretrieved microphysical properties in EULINOX storms. **Atmospheric Research**, v.76, p.167-189, 2005.

FERRO, M. A. S.; SABA, M. M. F.; PINTO, Jr., O. Continuing current in multiple channel cloud-to-ground lightning. **Atmospheric Research**, v. 91, p. 399-403, 2009.

GASKELL, W. A laboratory study of the inductive theory of thunderstorm electrification. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.107, p. 955-966, 1981.

GASKELL, W.; ILLINGWORTH, A. J. I. Charge transfer accompanying individual collisions between ice particles and its role in thunderstorm electrification. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.106, p.841-854, 1980.

GERDIEN, H. Die absolute messung der specifischen leitfähigkeit und der dichte des verticalen leitungsstromes in der atmosphäre. **Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity**, v.10, p.65-74, 1905.

GERDIEN, H. Demonstration einer apparates zur absoluten messung der elektrischen leitfa" higkeit der luft. **Phys. Z.** v.6, p. 800-801, 1905.

GOTT, J. P. On the electric charge collected by water drops falling through ionized air in a vertical electric field. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A**, v.142, p.248-268, 1933.

GRENET, G. Essai d'explication de la charge electrique des nuages d'orages. **Extrait. Ann. Geophys.** v.3, p.306-307, 1947.

GUTMAN, L. N. Stationary axially symmetric model of a cumulus cloud. **Dokl. Akad. Nauk SSSR.** v.150, no.1, 1963.

HELSDON, J. H.; GATTALEERADAPAN, S.; FARLEY, R. D.; WAITS, C. C. An examination of the convective charging hypothesis: Charge structure, electric fields, and Maxwell currents. **Journal of Geophysical Research**, v.107, 4630, 2002.

HELSDON, J. H.; WU. G.; FARLEY, R. D. An intracloud lightning parametrization scheme for a storm electrification model. **Journal of Geophysical Research**, v.97, p.5865-5884, 1992.

ILLINGWORTH, A. J.; CARANTI, J. M. Ice conductivity restraints on the inductive theory of thunderstorm electrification. **Journal of Geophysical Research**, v.90, p.6033-6039, 1985.

JACOBSON, E. A.; KRIDER, E. P. Electrostatic field changes produced by Florida lightning. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.33, p.103-117, 1976.

JAYARATNE, E. R.; GRIGGS, D. J. Electric charge separation during the fragmentation of rime in an air flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.48, p.2492-2495, 1991.

JAYARATNE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R.; HALLETT, J. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,** v.109, p.609-630, 1983.

KASEMIR, H. W. A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge. **Journal of Geophysical Research**, v.65, p.1873-1878, 1960.

KREHBIEL, P. R. The electrical structure of thunderstorms, in the Earth's electrical Environment, edited by E. P. Krider e R. G. Roble, p.90-113, **Natl. Acad. Press.** Washington, D. C., 1986.

KREHBIEL, P. R.; BROOK, M.; MCCRORY, R. A. An analysis of the charge structure of lightning discharges to ground. **Journal of Geophysical Research**, v.84, p.2432-2456, 1979.

KREHBIEL, P. R.; BROOK, M.; LHERMITTE, R. L.; LENNON, C. L. Lightning charge structure in thunderstorms. **Proc., Atmospheric Electricity,** Deepak Hampton, VA, 408-411, 1983.

KREHBIEL, P. R., THOMAS, R., RISON, W., HAMLIN, T., HARLIN, J., STANLEY, M., LOMBARDO, J., SHOWN, D. Inverted polarity lightning in STEPS, Abstract A62D-06. **Eos Trans. Am. Geophys. Union** v.81. American Geophysical Union, San Francisco, p. F90, 2000.

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

LATHAM, J. The electrification of thunderstorms. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.107, p.277-298, 1981.

LATHAM, J.; MASON, B. J. Electric charge transfer associated with temperature gradients in ice. **Proceedings of the Royal Society Series A**, v.260, p.523-536, 1961.

LATHAM, J.; MASON, B. J. Generation of electric charge associated with the formation of soft hail in thunderclouds. **Proceedings of the Royal Society. Series A**, v.260, p.537-549, 1961.

LATHAM, J.; STOW, C. D. The influence of impact velocity and ice specimen geometry on the charge transfer associated with temperature gradients in ice. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.91, p.462-470, 1965.

LEVIN, Z.; HOBBS, P. V. Splashing of water drops on solid and wetted surfaces: hydrodynamics and charge separation. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A**, v.269, p.555-585, 1971.

MACGORMAN, D. R., MORGENSTERN, C. D. Some characteristics of cloud-toground lightning in Mesoscale Convective System. **Journal of Geophysical Research**, v.103, p.14,011-14,023, 1998.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. The electrical nature of storms. Oxford University **Press New York**, 1998, 422 p.,1998.

MARSHALL, T. C.; RISON, W.; RUST, W. D.; STOLZENBURG, M. WILLET, J. C; WINN, W. P. Rocket and balloon observations of electric field in two thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.100, p.20,815-20,828, 1995.

MARSHALL, T. C.; RUST, W. D. Electric field soundings through thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.96, p.22,297-22,306, 1991.

MARSHALL, T. C.; RUST, W. D. Two types of vertical electrical structures in stratiform precipitation regions of mesoscale convective systems. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.74, p.2159-2170, 1993.

MASON, B. J. The growth of ice crystals in a supercooled water cloud. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.79, p.104-111, 1953.

MASON, B. J. The physics of the thunderstorms. **Proceedings of the Royal Society** of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, v.327, p.433-466, 1972.

MASON, B. J. The generation of electric charges and fields in thunderstorms. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v.415, p.303-315, 1988.

MASON, B. J.; MAYBANK, J. The fragmentation and electrification of freezing water drops. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 86, p.176-185, 1960.

MASUELLI, S.; SCAVUZZO, C. M.; CARANTI, G. M. Convective electrification of clouds: A numerical study. **Journal of Geophysical Research**, v.102, p.11,049-11,059, 1997.

MATHEWS, J. B.; MASON, B. J. Electrification produced by the rupture of large water drops in an electric field. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.90, p.275-286, 1964.

MITZEKA, R. P.; SAMARDJIEV, N.; SAUNDERS, C. P. R. Charge density in the updraughts of thunderstorms: a numerical study in the frame of a Lagrangian model. **Atmospheric Research**, v.69, p.51-71, 2003.

NACCARATO, K. P., PINTO Jr., O. Improvements in the detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (BrasilDAT). **Atmospheric Research**, v.91, p.546-563, 2009.

OGAWA, T. Lightning currents. In: Volland, H. ed. Handbook of atmospheric electrodynamics. **Boca Raton: CRC Press**, v.1, Cap. 4, p. 93-136, 1995.

ORVILLE, R. E., HENDERSON, R. W., BOSART, L. F. Bipole patterns revealed by lightning locations in mesoscale storms systems. **Geophysical Research Letters**, v.15, p.129-132, 1988.

PETERSEN, W. A., RUTLEDGE, S. A. Some characteristics of cloud-to-ground lightning in tropical northern Australia. **Journal of Geophysical Research**, v.97, p.11,553-11,560, 1992.

PETERSEN, W. A., RUTLEDGE, S. A., ORVILLE, R. E. Cloud-to-ground lightning observations from TOGA COARE: Selected results and lightning location algorithms. **Monthly Weather Review**, v.124, p.602-620, 1996.

PINTO Jr., O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestades e relâmpagos no Brasil** - São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000, 193p., ISBN 85-901719-1-4.

PINTO Jr., O., PINTO, I. R. C. A., NACCARATO, K. P. Maximum cloud-to-ground lightning flash densities observed by lightning location systems in the tropical region: A review. **Atmospheric Research**, v.84, p.189-200, 2007.

PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D. Microphysics of clouds and precipitation. Kluwer **Academic Publishers**, 2 Edição, 955p., 1997.

REYNOLDS, S. E.; BROOK M. Correlation of the initial electric field and the radar echo in thunderstorm. **Journal of Meteorology**, v.13, p.376-380, 1956.

REYNOLDS, S. E.; BROOK M.; GOURLEY, M. F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Meteorology**, v.14, p.426-436, 1957.

RISON, W., THOMAS, R. J., KREHBIEL, P. R., HAMLIN, T., HARLIN, J. A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico. **Geophysical Research Letters**, v.26. p.3573-3576, 1999.

RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R. Possibly inverted-polarity electrical structures in thunderstorms during STEPS. **Geophysical Research Letters**, v.29, 1571, 2002.

RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R. BRUNING, E. C.; WEISS, S. A.; KREHBIEL, P. R.; THOMAS, R. J.; RISON, W.; HAMLIN, T.; HARLIN, J. Inverted-polarity electrical structures in thunderstorms in the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS). **Atmospheric Research**, v.76, p.247-271, 2005.

RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. On abandoning the thunderstorm tripole charge paradigm. **Journal of Geophysical Research**, v.101, p.23499-23504, 1996.

SARTOR, J. Accretion Rates of Cloud Drops, Raindrops, and Small Hail in Mature Thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.75, p.7547-7558, 1970.

SAUNDERS, C. P. R. A review of thunderstorm electrification processes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, p.642-655, 1993.

SAUNDERS, C. Charge separation mechanisms in clouds. **Space Science Review**, v.137, p.335-353, 2008.

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.11,007-11,017, 1991.

SCOTT, W. D.; LEVIN, Z. The Effect of Potential Gradient on the Charge Separation During Interactions of Snow Crystals with an Ice Sphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.27, p.463-473, 1970.

SIMPSON, G. C. On the Electricity of Rain and Its Origin in Thunderstorms. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A**, v.209, p.379-413, 1909.

SIMPSON, G. C. The mechanism of a thunderstorm. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v.114, p.376-401, 1927.

SIMPSON, G. C.; ROBINSON, G. D. The distribution of electricity in thunderclouds, II. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v.177, p. 281-329, 1941.

SIMPSON, G. C.; SCRASE, F. J. The distribution of electricity in thunderclouds. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v.161, p. 309-352, 1937.

STOLZENBURG, M. Characteristics of the bipolar patter of lightning locations observed in 1988 thunderstorms. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.71, p.1331-1338, 1990.

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

STOLZENBURG, M; MARSHALL, T. C.; RUST, W. D.; SMULL, B. F. Horizontal distribution of electrical and meteorological conditions across the stratiform regions of a mesoscale convective system. **Monthly Weather Review**, v.122, p.1777-1797, 1994.

STOLZENBURG, M; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis. **Journal of Geophysical Research**, v.103, p.14,097-14,108, 1998.

TESSENDORF, S. A.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Radar and Lightning Observations of Normal and Inverted Polarity Multicellular Storms from STEPS. **Monthly Weather Review**, v.35, p.3682-3706, 2007.

TAKAHASHI T. Electric charge life cycle in warm clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.32, p.123-142, 1975.

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

TAKAHASHI, T. Videosonde observation of winter thunderstorms. In: 10th International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE), 1996, Osaka. **Proceedings...**p.552–555, Japão, 1996.

THOMAS, R. J., KREHBIEL, P. R., RISON, W., HUNYADY, S. J., WINN, W. P., HAMLIN, T., HARLIN, J. Accuracy of the lightning mapping array. **Journal of Geophysical Research**, v.109, D14207, 2004.

VONNEGUT, B. Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.34, p.378-381, 1953.

VONNEGUT, B. The atmospheric electricity paradigm. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.75, p.53-61, 1994.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. Atmospheric science: an introductory survey. **Academic Press**, New York, Inc. 1 Edição, 467 p., 1977.

WHIPPLE, F. J. W.; CHALMERS, J. A. On Wilson's theory of the collection of charge by falling drops. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.70, p.103-119, 1944.

WIENS, K. C., RUTLEDGE, S. A., TESSENDORF, S. A. The june 2000 Supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.62, p.4151-4177, 2005.

WILLIAMS, E. R. The electrification of thunderstorms. **Scientific American**, v.259, n. 5, p. 48-65, 1988.

WILLIAMS, E. R., The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.94, p.13,151-13,167, 1989.

WILLIAMS, E. R. The electrification of severe storms, chapter 13. In: Doswell III, C.A. (Ed.), Severe Convective Storms. **Meteorological Monograph**, v.28, p.527-561. No.50, 2001.

WILSON, C. T. R. On Some Determinations of the sign and magnitude of electric discharges in lightning flashes. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v.92, p.555-574, 1916.

WILSON, C. T. R. Investigation on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A**, v.221, p.73-115, 1921.

WILSON, C. T. R. Some thundercloud electricity. J. Franklin Inst. v.208, p.1-12, 1929.

WORKMAN, E. J.; REYNOLDS, S. E. Electrical phenomena occurring during the freezing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunderstorm electricity. **Physical Review**, v.78, p.254-259, 1950.

WORMELL, T. W. Vertical electric currents below thunderstorms and showers. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v.127, p.567-590, 1930.

WORMELL, T. W. The effect of thunderstorms and lightning discharges on the earth's electric field. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v.328, p.249-303, 1939.

ZIV, A.; LEVIN, Z. Thundercloud electrification: Cloud growth and electrical development. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.31, p.1652-1661, 1974.

### **APÊNDICE B – DEFINIÇÃO DAS VARIÁVEIS POLARIMÉTRICAS**

Este Apêndice descreve as variáveis polarimétricas utilizadas neste estudo, baseado no trabalho de Straka et al. (2000). A variável tradicionalmente mais utilizada é a <u>refletividade horizontal ( $Z_h$ )</u>. A  $Z_h$  representa a quantidade de radiação retro-espalhada com polarização horizontal. Em termos físicos ela é proporcional à concentração de hidrometeoros com diâmetro a sexta potência (Figura B.1), sendo representada em dBZ e expressa por:

$$Z_{h} = \left(\frac{4 * \lambda^{4}}{\Pi^{4} * \left|K_{w}\right|^{2}}\right) * \left\langle\left|S_{hh}\right|^{2}\right\rangle [dBZ] , \qquad (B.1)$$

em que:  $\lambda$  é o comprimento de onda do radar, S<sub>hh</sub> é a radiação retro-espalhada horizontalmente e K<sub>w</sub> é o fator relacionado à constante dielétrica da água, sendo expresso por:

$$K_{w} = \frac{\varepsilon_{w} - 1}{\varepsilon_{w} + 1}, \qquad (B.2)$$

onde:  $\varepsilon_w$  é a constante dielétrica. Os colchetes na Equação B.1 indicam que os valores são expressos em termos da distribuição média das propriedades dos hidrometeoros como: tamanho, forma, forma das irregularidades, orientação de queda, ângulo de vértice, densidade da partícula, composição, constante dielétrica entre outras. A dependência da constante dielétrica implica que para hidrometeoros na fase líquida e de gelo com o mesmo tamanho, o gelo produz uma  $Z_h$  menor que a água, devido à baixa constante dielétrica do gelo em relação à água. Além disso,  $Z_h$  é sensível à calibração e pode ser afetada pela atenuação causada por precipitação intensa (principalmente quando radares com baixo comprimento de onda são utilizados, como aqueles operando em banda X (3 cm)).



Figura B.1 - Ilustração para mostrar que a variável Z<sub>h</sub> depende da concentração e do diâmetro dos hidrometeoros a sexta potência.

A <u>refletividade diferencial  $(Z_{dr})$ </u> é a razão entre a energia retro-espalhada na horizontal pela energia retro-espalhada na vertical. Basicamente  $Z_{dr}$  expressa à razão entre os eixos menor e maior dos hidrometeoros (isto é, esta variável esta associada a forma destas partículas, Figura B.2) e o tamanho destas partículas, sendo representada em dB e expressa por:

$$Z_{dr} = 10 * Log \left(\frac{\left\langle \left| S_{hh} \right|^{2} \right\rangle}{\left\langle \left| S_{vv} \right|^{2} \right\rangle}\right) [db], \qquad (B.3)$$

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



Figura B.2 - Ilustração para mostrar que a variável Z<sub>dr</sub> expressa à razão entre o eixo menor (a) e o maior (b) dos hidrometeoros.

Valores próximos de 0 dB indicam hidrometeoros esféricos ou em rotação, enquanto valores positivos sugerem a existência de partículas oblatas. Em contrapartida, valores negativos estão associados à hidrometeoros na fase de gelo alinhados verticalmente por um campo elétrico forte. A Figura B.3 mostra valores de Z<sub>dr</sub> para gotas de chuva de diversos tamanhos e formatos. O Z<sub>dr</sub> é independente da calibração e da concentração total de hidrometeoros, porém pode depender da concentração relativa entre os hidrometeoros de diversos tamanhos numa amostra de volume do *bin* do radar. A desvantagem desta variável é que a mesma sofre com os efeitos de atenuação quando a radiação atravessa um volume de precipitação, sendo necessária a aplicação de correção antes de ser utilizada.



Figura B.3 - Sumário dos valores típicos de Z<sub>dr</sub> para gotas de chuva de vários tamanhos e para um *hail*. As setas na cor preta no *hail* representam os movimentos de giros (*tumbling*, do inglês) quando o hidrometeoro se move no interior da tempestade. Fonte: Wakimoto e Bringi (1988).

A <u>fase diferencial específica (K<sub>dp</sub>)</u> é a diferença entre as constantes de propagação horizontal e vertical da onda eletromagnética a uma certa distância ao radar (Figura B.4). K<sub>dp</sub> expressa o grau de *oblateness* e orientação dos hidrometeoros e possui dependência da concentração numérica dos hidrometeoros. A formulação para seu cálculo é expressa por:

$$K_{dp} = \frac{\varphi_{dp(r^2)} - \varphi_{dp(r^1)}}{2*(r_2 - r_1)} [{}^o km^{-1}], \qquad (B.4)$$

onde:  $\varphi_{_{dp}}$  é a fase diferencial, e sendo calculada através de:

$$\varphi_{dv} = \varphi_{H} - \varphi_{V}[^{\circ}], \qquad (B.5)$$

em que:  $\varphi_{\mu}$  e  $\varphi_{v}$  são a fase da onda eletromagnética polarizada horizontalmente e verticalmente, respectivamente e r1 e r2 são as distâncias de medidas do ponto 1 e 2 em relação ao radar.

O K<sub>dp</sub> permite a discriminação entre uma distribuição de hidrometeoros isotrópica e outra anisotrópica. De maneira geral esta variável aumenta seu valor (isto é, torna-se mais positiva) quando o grau de *oblateness* e a constante dielétrica do hidrometeoro aumenta. O conceito físico envolvido é que a onda eletromagnética ao atravessar um volume preenchido com hidrometeoros orientados horizontalmente (como gotas de chuva e cristais de gelo) a onda orientada horizontalmente apresentará um maior deslocamento de fase, e como consequência propagará mais lentamente do que a onda orientada verticalmente. Como consequência, o valor de K<sub>dp</sub> apresentará um valor positivo. Em contrapartida, se partículas orientadas verticalmente preenchem o volume do radar, o K<sub>dp</sub> resultante será negativo.

A grande vantagem do  $K_{dp}$  em relação às variáveis supracitadas é: i) não sofre com efeitos de atenuação; ii) é menos sensível do que a refletividade a variação de distribuição de tamanho; iii) imune à calibração e iv) imune ao bloqueio parcial do feixe do radar (*partial beam blockage*, do inglês).



Figura B.4 - Ilustração da diferença de fase causada pela distribuição de hidrometeoros quando a radiação é interceptada. Fonte: Carey (2015).

O <u>coeficiente de correlação ( $\rho_{hv}$ )</u> descreve as similaridades das características entre a radiação retro-espalhada horizontalmente e verticalmente. Basicamente esta variável expressa o grau de mistura dos hidrometeoros, fase das partículas (líquida ou gelo), diversidade de formatos e orientação existente num volume do radar. Assim a correlação pode ser expressa por:

$$\left|\rho_{hv}(0)\right| = \frac{\left\langle S_{vv}S^{*}_{hh}\right\rangle}{\left(\left\langle S^{2}_{hh}\right\rangle^{1/2}\left\langle S^{2}_{vv}\right\rangle^{1/2}\right)}$$
(B.6)

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

A  $\rho_{hv}$  diminui com o aumento da diversidade de orientação dos hidrometeoros e formatos num certo volume do radar. A decorrelação (isto é, a diminuição da  $\rho_{hv}$ ) é significativa quando os hidrometeoros são úmidos ou quando eles são grandes e irregulares. A  $\rho_{hv}$  não é sensível à calibração do radar e também a

concentração dos hidrometeoros e não sofre com os efeitos de propagação (isto é, atenuação). No entanto, a  $\rho_{hv}$  sofre com efeitos de espalhadores ressonantes, o que tende a causar uma diminuição no seu valor.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

CAREY, L. D. **Curso de radar polarimétrico**. Cachoeira Paulista: INPE, mar. 2015. 37 transparências.

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

WAKIMOTO, R. M.; BRINGI, V. N. Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 july storm during the MIST Project. **Monthly Weather Review**, v.16, p.1521-1539, 1988.

# PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)	Manuais Técnicos (MAN)
Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.	São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.
Notas Técnico-Científicas (NTC)	Relatórios de Pesquisa (RPQ)
Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresenta- ção de testes, dados, atlas, e docu- mentação de projetos de engenharia.	Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.
Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)	Publicações Didáticas (PUD)
São propostas de projetos técnico- científicos e relatórios de acompanha-mento de projetos, atividades e convê- nios.	Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.
Publicações Seriadas	Programas de Computador (PDC)
São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.	São as sequências de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou inter- pretada, a ser executada por um computador para alcançar um determi- nado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.