

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

DARSYS AGÜERO MORELL

**Estimativa da taxa de precipitação com variáveis  
polarimétricas do radar meteorológico MXPOL**

São Paulo

2018

“Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade”

DARSYS AGÜERO MORELL

## **Estimativa da taxa de precipitação com variáveis polarimétricas do radar meteorológico MXPOL**

Versão original

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

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Augusto José Pereira  
Filho

São Paulo

2018

Dissertação de autoria de Darsys Agüero Morell, sob o título "**Estimativa da taxa de precipitação com variáveis polarimétricas do radar meteorológico MXPOL**", apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Ciências pelo Programa de Pós-graduação em Meteorologia, na área de concentração Meteorologia, aprovada em \_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ pela comissão julgadora constituída pelos doutores:

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_

Presidente

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_

Dedico este trabalho aos anjos da minha vida, meu esposo que sempre esta do meu lado e acredita em mim mais do que ninguém, meus pais e meu irmão que são a minha luz, e aos meus avós Norma e Tin, porque são os melhores do mundo e por me amar demais.

## **Agradecimentos**

Aos meus pais, meu esposo e meu irmão pelo amor e apoio incondicional, por serem meus pilares nos momentos de fraqueza.

A meu orientador, o Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho pelo apoio desde o começo , pela confiança em mim e pelos ensinamentos.

A João, Felipe, Ivon e Alia pela colaboração neste trabalho, por terem doado parte do seu tempo.

A meus amigos Maciel, Yusvelis, Andrea, Janet, Jose, Dayana, Yuniior, Dayne, Argel, Beto, Waleska, Natanael, Isidro, Naiara, Elias pela parceria e os momentos bons.

A mi família toda e em especial aos meus tios que fizeram possível eu estar aqui hoje.

Aos professores e funcionários do IAG pela acolhida e pela contribuição nesse trabalho.

A CNPq pelo apoio financeiro.

A todas as pessoas que de alguma forma tem a ver com eu estar aqui hoje.

*"A vida é uma peça de teatro que não permite ensaios.  
Por isso, cante, chore, dance, ria e viva intensamente,  
antes que a cortina se feche e a peça termine sem  
aplausos."*

*Charles Chaplin*

## Resumo

Este trabalho compreende a estimativa de taxa de precipitação ( $R$ ) por meio de variáveis polarimétricas do radar meteorológico MXPOL. As variáveis polarimétricas refletividade efetiva ( $Z$ ), refletividade diferencial ( $Z_{DR}$ ) e fase diferencial específica ( $K_{DP}$ ) e os dados de precipitação de dezenove pluviômetros da rede telemétrica do Alto Tietê foram utilizadas para obter relações entre taxa de precipitação e estas variáveis polarimétricas. A variável  $K_{DP}$  foi obtida da fase diferencial e, a atenuação das variáveis refletividade efetiva e diferencial foi corrigida por meio do método de auto consistência. A correção da atenuação é mais significativa para além das células convectivas mais próximas ao MXPOL com  $Z > 40$  dBZ. De fato,  $Z > 55$  dBZ, associado a granizo, pode extinguir o sinal completamente. Cinco relações de transformação ( $R(Z)$ ,  $R(Z, Z_{DR})$ ,  $R(Z_{DR}, K_{DP})$ ,  $R(K_{DP})$ ,  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$ ) foram ajustadas aos dados de precipitação medidos pela rede de pluviômetros. Os resultados sugerem que os ajustes diferem pouco, estatisticamente. O erro relativo para as análises com totais de precipitação horárias oscilou entre 27,5 % e 30,6 %. O coeficiente de variação ( $R^2$ ) das cinco relações variou entre 0,87 e 0,92 ou mais de 85% da variância foi explicada pelos ajustes das cinco relações indicadas. Os erros aumentaram com a diminuição de tempo de acumulação de precipitação. O erro relativo médio variou de 34,4 % para acumulação de 30 minutos a 46,1 % para 10 minutos. Em geral, as relações  $R(Z)$  e  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  subestimam a taxa de precipitação com aumento da distância ao radar meteorológico MXPOL. O ajuste da relação  $R(K_{DP})$  melhorou com o aumento da taxa de precipitação. Por outro lado, o desempenho da relação  $R(Z)$  melhorou para taxas de precipitação  $R < 5$  mmh<sup>-1</sup>, o que corrobora com resultados de outros estudos na literatura.



## Abstract

This research encloses precipitation rate ( $\mathbf{R}$ ) estimation using polarimetric variables of the MXPOL meteorological radar. The polarimetric variables effective reflectivity ( $\mathbf{Z}$ ), differential reflectivity ( $\mathbf{Z}_{\text{DR}}$ ) and the specific differential phase ( $\mathbf{K}_{\text{DP}}$ ) and the precipitation data of nineteen rain gauges of the Alto Tietê telemetric network were used to obtain relations between precipitation rate and these polarimetric variables. The  $\mathbf{K}_{\text{DP}}$  was obtained from the differential phase and, the effective reflectivity and differential reflectivity attenuation was corrected, by the self-consistency method. The attenuation correction is more significant beyond of the convective cells closest to MXPOL with  $\mathbf{Z} > 40$  dBZ. Indeed,  $\mathbf{Z} > 55$  dBZ, associated with hail, can completely extinguish the signal. Five transformational relations ( $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ ,  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{\text{DR}})$ ,  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{\text{DR}}, \mathbf{K}_{\text{DP}})$ ,  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{\text{DP}})$ ,  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{\text{DR}}, \mathbf{K}_{\text{DP}})$ ) were adjusted to the precipitation data measured by the rain gauge network. The results suggest that the adjustments differ little, statistically. The relative error for the analyzes with rainfall hourly totals oscillated between 27,5 and 30,6 %. The variation coefficient ( $\mathbf{R}^2$ ) of the five relations ranged between 0,87 and 0,92 or more than 85 % of the variance was explained by the adjustments of the five relations indicated. Errors increased with decreasing precipitation accumulation time. The average relative error varied from 34,4 % in 30 minutes to 46,1 % in 10 minutes. In general, the  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  and  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{\text{DR}}, \mathbf{K}_{\text{DP}})$  relations underestimate the precipitation rate with increasing distance to the meteorological radar MXPOL. Adjustment of the  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{\text{DP}})$  relation improved with increasing precipitation rate. On the other hand, the performance of the  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  relation improved for precipitation rates  $\mathbf{R} < 5 \text{ mmh}^{-1}$ , which corroborates with results of other studies in the literature.

## Lista de Figuras

- Figura 1.1. Série temporal de (a) acumulados anuais e (b) dias com chuva, da estação meteorológica IAG-USP. Fonte: Seção Técnica de Serviços Meteorológicos(2016). 17
- Figura 1.2. Número de inundações na cidade de São Paulo em função da média mensal da acumulação de chuvas entre 1999 e 2011. Fonte: Adaptado de Pereira Filho et al. (2013). 18
- Figura 2.1. Perfis transversais de queda para gotas de diâmetro  $d = 1, 2, 3, 4, 5$  e  $6$  mm. São mostrados para comparação círculos tracejados de diâmetros  $d$  divididos em setores de  $45$  graus. Fonte: Adaptado de Beard e Chuang (1987). 23
- Figura 2.2. Exemplos de uma DSD de tipo gamma para  $\mu = -2, 0$  e  $2$ ; com conteúdo de água líquida,  $W = 1 \text{ gm}^{-3}$  e diâmetro médio volumétrico,  $D_0 = 2$  mm. A tabela de inserção mostra os valores correspondentes da  $Z$  do radar em dBZ pela aproximação de Rayleigh e a  $R$  em  $\text{mmh}^{-1}$ . Fonte: Ulbrich (1983). 25
- Figura 2.3. Retroespalhamento do sinal eletromagnético emitido pelo radar ao interagir com gotas de chuva. Fonte: Adaptado de COMET Program (2012). 26
- Figura 2.4. Emissão desde um (a) radar convencional com sinal de orientação horizontal e desde um (b) radar polarimétrico com sinais orientados horizontal e verticalmente. Fonte: Adaptado de NOAA National Weather Service(2012). 29
- Figura 2.5. Relação do diâmetro das gotas com o  $Z_{DR}$ . Fonte: Cifelli e Chandrasekar (2010). 30
- Figura 2.6. Atrasos nas fases das ondas polarizadas na horizontal (onda H) e na vertical (onda V), como consequência da forma dos hidrometeoros. Fonte: Adaptada de Illingworth (2004) 31
- Figura 3.1. Localização dos sistemas de medição usados na pesquisa, MXPOL (ponto azul) e rede telemétrica do Alto Tietê (pontos vermelhos). 39
- Figura 3.2. Propagação do feixe do MXPOL de  $0,6$  graus de elevação e  $1$  grau de abertura para uma atmosfera padrão; em linhas tracejadas observam-se os extremos inferior e superior do feixe e em linha preta o seu eixo central.

- Perfis de altitude do terreno na área de varredura do radar (mediana, 95 percentil e máximo). 40
- Figura 3.3. Esquema de funcionamento dos pluviômetros de caçamba basculante da rede telemétrica do Alto Tietê. Fonte: Adaptado de Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH), Coordenação do SAISP [s.d.]. 41
- Figura 3.4. Ilustração do método de obtenção do  $K_{DP}$  original pelo sistema SIGMET. Fonte: Adaptado de SIGMET-Vaisala Group (2006). 42
- Figura 3.5. Exemplo da obtenção do  $K_{DP}$  para um feixe, pelo método desenvolvido nesta pesquisa. Os pontos verdes e pretos representam o  $\phi_{DP}$  observado e de referência, respectivamente. As linhas roxa, preta, vermelha e azul representam as distribuições de  $Z$  corrigida pelo método modificado de Kraemer, o  $\phi_{DP}$  recalculado, o  $\phi_{DP}$  suavizado e o  $K_{DP}$  recalculado, respectivamente. 44
- Figura 3.6. Diagrama de fluxo do método de auto consistência de Bringi et al. (2001) . Fonte: Adaptado de (KIM; MAKI; LEE, 2008). 45
- Figura 3.7. Ilustração relacionada com o método de auto consistência. Os pontos  $r_i$  e  $r_m$  representam o início e o final da célula de precipitação, enquanto que  $r_0$  e  $r_1$  são os extremos dos intervalos de 3 km . 46
- Figura 4.1. Histograma dos valores de  $K_{DP}$  recalculado em 734 observações. 53
- Figura 4.2. Resultado de recalculer o  $K_{DP}$  (a) num raio da observação do dia 16 de janeiro de 2009 às 23:25 HL, e (b) num raio da observação do dia 17 de janeiro de 2009 às 18:30 HL . Amostras de  $Z$  e  $Z_{DR}$  observados e corrigidos (c , e) num raio da observação do dia 16 de janeiro de 2009 às 23:25 HL, e (d, f) num raio da observação do dia 17 de janeiro de 2009 às 18:30 HL, respectivamente. 54
- Figura 4.3. Histograma de  $Z$  corrigido em 734 observações. 52
- Figura 4.4. Histograma do  $Z_{DR}$  corrigido em 734 observações. 55
- Figura 4.5. Diagramas de dispersão entre (a, b)  $K_{DP}$  e  $Z$ , (c, d)  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$ , e entre (e, f)  $Z_{DR}$  e  $Z$ . Os gráficos a, c e e pertencem às 23:25 HL do dia 16 de janeiro de 2009 e os gráficos b, d e f às 18:30 HL do dia 17 de janeiro de 2009. 56
- Figura 4.6. Distribuições de (a) relações  $R(K_{DP})$  testadas para  $K_{DP}$  de 0 a  $10^\circ \text{km}^{-1}$ , e de (b) relações  $R(Z)$  testadas para  $Z$  de 0 a 60 dBZ. 58

- Figura 4.7. Exemplo de medições das variáveis  $Z$ ,  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$ , do dia 16 de janeiro de 2009, das 20:15 HL às 20:45 HL. 61
- Figura 4.8. Acumulados de chuva com cada uma das relações  $R(\text{VarPol})$ , e com o pluviômetro que corresponde às medições das variáveis polarimétricas no radar. No dia 16 de janeiro de 2009, das 20:00 HL às 21:00 HL. 62
- Figura 4.9. Gráficos de dispersão de totais de precipitação de 10 minutos obtidos dos pluviômetros e do radar com cada relação  $R(\text{VarPol})$ . 64
- Figura 4.10. Gráficos de dispersão de totais de precipitação de 30 minutos obtidos dos pluviômetros e do radar com cada relação  $R(\text{VarPol})$ . 66
- Figura 4.11. Gráficos de dispersão de totais de precipitação de 1 hora obtidos dos pluviômetros e do radar com cada relação  $R(\text{VarPol})$ . 68
- Figura 4.12. Gráfico tipo caixa dos erros de cada relação para totais de precipitação horárias. (a) erro relativo, (b) erro quadrático e (c) resíduo. 69
- Figura 4.13. Gráficos de caixa dos ER e os RES das relações (a,d)  $R(K_{DP})$ , (b, e)  $R(Z)$  e (c, f)  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  em função da distância ao radar. 72
- Figura 4.14. Gráficos de caixa dos ER e os RES das relações (a, d)  $R(K_{DP})$ , (b, e)  $R(Z)$  e (c, f)  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  em função da  $R$  média em uma hora. 73

## Lista de Tabelas

Tabela 1.1. Vantagens e desvantagens e escala espaço-temporal de medição dos radares meteorológicos e os pluviômetros na estimativa da precipitação. Fonte: Adaptado de Vasiloff et al.(2007).	19
Tabela 3.1. Parâmetros principais do MXPOL. Fonte: Adaptado de Pereira Filho et al. (2007).	38
Tabela 3.2. Coeficientes de inicialização do algoritmo de otimização de Nelder-Mead para cada uma das relações R(VarPol).	49
Tabela 4.1. Data, horário de início e fim, morfologia e direção de deslocamento dos eventos estudados nesta pesquisa.	51
Tabela 4.2. Coeficientes ótimos das relações R(VarPol) do MXPOL para acumulados de 1 hora, 30 e 10 minutos.	57
Tabela 4.3. Valores dos erros (ER, RMSE e RES) e dos P_valores que corresponde a cada um, para as cinco relações R(VarPol), para totais de precipitação de 10 minutos.	64
Tabela 4.4. Valores dos erros (ER, RMSE e RES) e dos P_valores que corresponde a cada um, para as cinco relações R(VarPol), para totais de precipitação de 30 minutos.	66
Tabela 4.5. Valores dos erros (ER, RMSE e RES) e dos P_valores que corresponde a cada um, para as cinco relações R(VarPol), para totais de precipitação de 1 hora.	68
Tabela 4.6. Erros e $R^2$ das cinco relações R(VarPol) testando coeficientes da literatura.	71

## Lista de abreviaturas e siglas

RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
DAEE	Departamento de Águas e Energia Elétrica do estado de São Paulo
SAISP	Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo
LabHidro	Laboratório de Hidrologia
SIHESP	Sistema Integrado de Hidrometeorologia do Estado de São Paulo
FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
PPI	Indicador de posição do plano constante
RHI	Indicador de distância-altura
CAPPI	Indicador de posição do plano de altitude constante
NM	Nelder-Mead
RMSE	Raiz do erro quadrático médio
ER	Erro relativo
RES	Resíduo
R <sup>2</sup>	Coefficiente de variação
KW	Kruskal-Wallis
CI	Convecção isolada
BD	Bandas dispersas
LI	Linhas de instabilidade
BM	Brisa marítima
VarPol	Variáveis Polarimétricas
DSD	Distribuição de tamanho de gota

## Lista de símbolos

$Z$	Refletividade efetiva
$R$	Intensidade da chuva
$Z_{DR}$	Refletividade diferencial
$K_{DP}$	Fase diferencial específica
$\Phi_{DP}$	Fase diferencial
$w_t$	Velocidade terminal
$D$	Diâmetro das gotas
$N$	Número de gotas de chuva
$N_0$	Coefficiente de intercepção
$\mu$	Coefficiente deforma
$A$	Coefficiente angular
$D_m$	Diâmetro médio ponderado pela massa
$M_p$	Momento $p$
$K$	Índice de refração
$A$	Atenuação do sinal
$\lambda$	Comprimento de onda do radar
$Z_{hh}$	Refletividade horizontal recebida do canal horizontal
$Z_{hv}$	Refletividade horizontal recebida do canal vertical
$Z_{vh}$	Refletividade vertical recebida do canal horizontal
$Z_{vv}$	Refletividade vertical recebida do canal vertical
$W$	Conteúdo de água líquida
$b_f$	Parâmetro de forma da gota
$P_r$	Potência recebida pelo radar em ausência de atenuação
$P_{r0}$	Potência recebida em presença da atenuação
$A_H$	Atenuação específica
$Z_H, Z_{obs}$	Refletividade em presença de atenuação
$Z_C, Z_{Corr}$	Refletividade em ausência de atenuação
$A_{DP}$	Atenuação diferencial

## Sumário

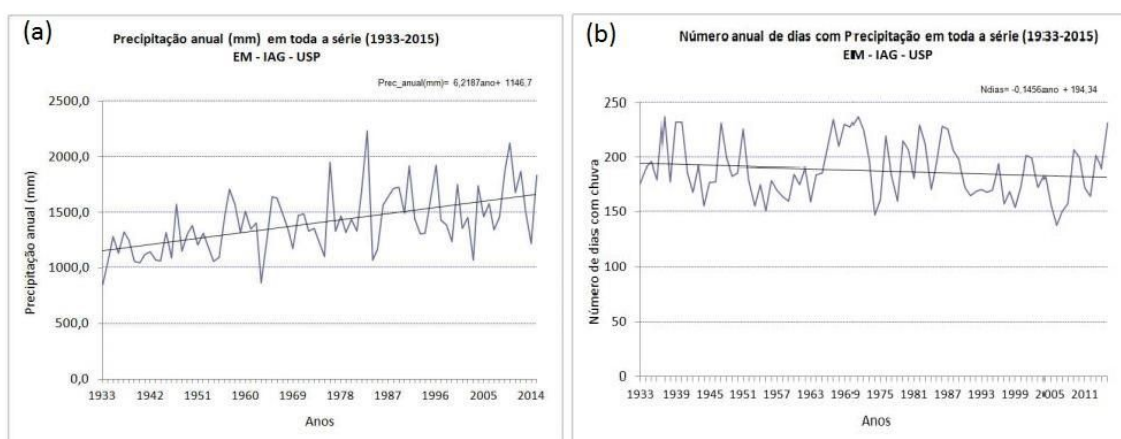
1. Introdução	17
2. Fundamentos da estimação de chuva com radar	22
2.1. Características das gotas de chuva	22
2.2. DSD	24
2.3. Determinação de Z	25
2.4. Relação entre Z e R	26
2.5. Variáveis de Dupla Polarização e a sua relação com R	28
2.5.1. Refletividade Diferencial	29
2.5.2. Fase Diferencial Específica	31
2.6. Vantagens e desvantagens das relações R(VarPol)	33
2.7. Erros na estimativa de chuva com radar	34
2.7.1. Atenuação	35
3. Materiais e Métodos	37
3.1. MXPOL	37
3.2. Rede telemétrica do Alto Tietê	40
3.3. Métodos	41
3.3.1. Determinação da $\phi_{DP}$ e do $K_{DP}$	41
3.3.2. Correção da atenuação dos dados do MXPOL	44
3.3.3. Casamento de coordenadas pluviômetros- radar	48
3.3.4. Ajuste de coeficientes das relações R(VarPol)	48
3.3.5. Erros estatísticos	49
4. Discussão de resultados	51
4.1. Descrição geral dos eventos.	51
4.2. Cálculo de $K_{DP}$	52
4.3. Correção da atenuação	54



4.4. Ajuste de coeficientes	57
4.4.1. Exemplo de caso com coeficientes ajustados	60
4.5. Performance das relações R(VarPol)	62
4.5.1. Comparação com relações da literatura	70
4.5.2. Erros em função da distância e a taxa de chuva	71
5. Conclusões	75
5.1. Sugestões para trabalhos futuros	76
6. Referências	78

## 1. Introdução

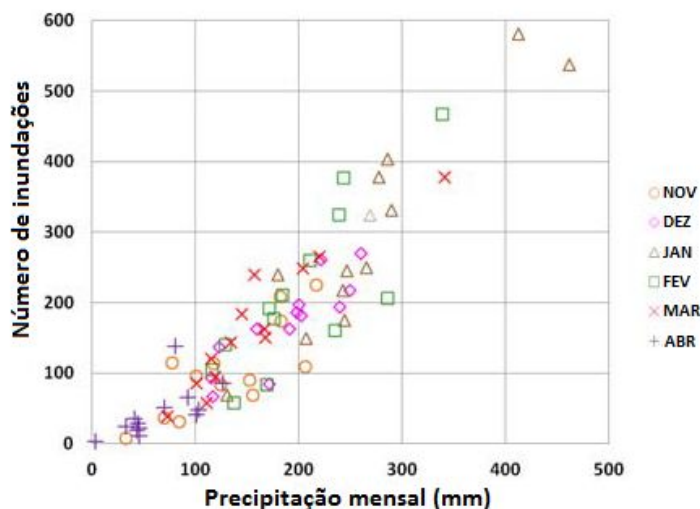
A estimativa de taxa de precipitação é fundamental para a hidrologia, embora, ainda é preciso melhorar o diagnóstico ou a previsão imediata de enchentes, inundações e alagamentos. Por outro lado, sabe-se que a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) é frequentemente afetada por este tipo de eventos (e.g. enchentes, inundações e alagamentos). Segundo Pereira Filho et al. (2004), nesta região a maioria deles estão associados ao forte aquecimento diurno, à convergência induzida pelo aquecimento da cidade e à interação com a circulação da brisa marítima. Num estudo da chuva, também na região de São Paulo Silva Dias et al. (2013), encontraram uma tendência significativa de aumento nos valores de chuva diária, para o período de 1933-2010. Aliás, medições feitas na estação meteorológica IAG-USP no período 1933-2015 mostram um incremento nos acumulados de chuva anuais (figura 1.1a), bem como uma diminuição no número de dias com chuva (figura 1.1b), o que sugere uma intensificação dos eventos de precipitação na RMSP, fato diretamente relacionado com o número de inundações, como mostra a figura 1.2 (PEREIRA FILHO et al., 2013).



**Figura 1.1.** Série temporal de (a) acumulados anuais e (b) dias com chuva, da estação meteorológica IAG-USP. Fonte: Seção Técnica de Serviços Meteorológicos(2016).

No entanto, o grande impacto das precipitações intensas na RMSP associa-se também à elevada densidade populacional (i.e. 21,2 milhões de pessoas numa área de 7.946,96 km<sup>2</sup>, no ano 2016 segundo EMPLASA (2017)) e à alta taxa de urbanização da região, causando um incremento na vulnerabilidade, gerando perda de

vidas humanas, danos na saúde das pessoas, assim como imensas perdas econômicas em vários setores. Alguns cálculos estimam que, a perda potencial de PIB causada só pelos alagamentos na Cidade de São Paulo seria de aproximadamente R\$ 108 milhões ao ano para a própria cidade, e de R\$ 226 milhões para a economia do país (TEIXEIRA; HADDAD, 2013).



**Figura 1.2.** Número de inundações na cidade de São Paulo em função da média mensal da acumulação de chuvas entre 1999 e 2011. Fonte: Adaptado de Pereira Filho et al. (2013).

Com o fim de mitigar os efeitos das inundações e alagamentos, o monitoramento da chuva é majoritariamente feito com radares meteorológicos, pluviômetros e satélite. Sendo que, cada um deles possui suas próprias vantagens e desvantagens, como mostrado na tabela 1.1. Por exemplo, os radares têm uma alta resolução espacial e conseguem abranger um raio de até 500 km. Possuem, aliás, uma alta resolução temporal embora não façam uma medição contínua, sendo que completam uma varredura a cada cinco ou dez minutos, aproximadamente. Ao passo que, os pluviômetros fazem uma medição direta e contínua da precipitação (dependendo do tipo de pluviômetro); porém, ao fazer medições pontuais não conseguem uma cobertura total do terreno e podem ter uma distribuição espacial que não seja representativa da região onde estejam situados (BROCK; RICHARDSON, 2001). A estimativa de chuva por radar também apresenta fontes de erros associadas à atenuação do sinal (principalmente para radares banda X) e à presença de ecos de terreno, que podem-se encontrar dependendo da localização do radar e produzir bloqueios totais ou parciais do feixe. Outras incertezas na estimativa de chuva com radar surgem da aproximação na relação entre a refletividade ( $Z$ ) e a intensidade da chuva ( $R$ ), dos valores anômalos das variáveis observadas com o radar e da contaminação das medições ao encontrar alvos não meteorológicos (i.e. pássaros, insetos, morcegos, palha, etc.). No entanto, os pluviômetros apresentam erros associados a uma exposição e lugar incorreto (e.g. instalação em

cima de um teto, embaixo de uma árvore, o muito perto de uma construção que possa impedir a medição da chuva em dependência do vento). Também podem apresentar problemas com a latência na transferência de dados no tempo real, ou seja, um tempo grande demais entre o estímulo e a resposta. Além disso, erros podem ser produzidos como resultado, do efeito do vento sobre os sistemas de medição, de calibrações mal feitas ou a ausência destas ou de algum equívoco humano, no caso que a medição precisa se da intervenção de pessoas.

**Tabela 1.1.** Vantagens e desvantagens e escala espaço-temporal de medição dos radares meteorológicos e os pluviômetros na estimativa da precipitação. Fonte: Adaptado de Vasiloff et al.(2007).

Sensor	Vantagens	Desvantagens	Escala espaço-temporal
<b>Radar Meteorológico</b>	Alta resolução espacial e temporal. Boa cobertura areal.	Efeitos da precipitação (evaporação e vento). Cobertura incompleta em terrenos complexos. Incertezas de Z-R. Contaminação por alvos não meteorológicos.	5-10 minutos 1km
<b>Pluviômetro</b>	Medição direta da precipitação.	Distribuição espacial não uniforme. Latência na transferência de dados em tempo real. Problemas com a qualidade das medições. Hidrometeoros congelados. Efeitos do vento. Não calibrado (tipo basculante com alta taxa de chuva).	10 minutos -1 dia

O Departamento de Águas e Energia Elétrica do estado de São Paulo (DAEE) mantém a RMSP monitorada pela rede telemétrica do Alto Tietê, a qual é operada pelo Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo (SAISP). Os dados de pluviometria que foram usados nesta pesquisa foram fornecidos por esta rede, enquanto que os dados de radar pertencem ao MXPOL, do Laboratório de Hidrologia (LabHidro) do IAG. Este radar faz parte do Sistema de Previsão Hidrometeorológica para a Região Metropolitana de São Paulo (PEREIRA FILHO *et al.*, 2005). O Governo do Estado de São Paulo estabeleceu o Sistema Integrado de Hidrometeorologia do Estado de São Paulo (SIHESP) por meio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) para mitigar os efeitos de extremos do tempo e o clima.

Um grupo de pesquisas no sudeste brasileiro mostrou a utilidade do uso de radares meteorológicos de simples polarização (fazendo uso da relação **Z-R**, equação

1.1) na estimativa da taxa de precipitação (CALHEIROS; ZAWADZKI, 1987; DOS SANTOS SILVA; PEREIRA FILHO; HALLAK, 2009). Contudo, Dos Santos Silva; Pereira Filho e Hallak (2009) ao fazer comparações entre o medido pelos pluviômetros e o estimativas do Radar Meteorológico de São Paulo (banda S e simples polarização) constataram que o radar superestimou a chuva, sendo que o erro dado pela fração radar/pluviômetro oscilou entre 2,3 e 3,2.

$$Z = AR^B \quad (1.1)$$

Como consequência deste tipo de incertezas outros autores avaliaram o uso de radares de dupla polarização, sendo o caso de Bringi e Chandrasekar (2001). Eles fizeram uma comparação entre as medições em superfície e os algoritmos para estimar a taxa de precipitação que relacionam  $R$ , com  $Z$  (equação 1.1), com a refletividade diferencial ( $Z_{DR}$ ) (equação 1.2), com a fase diferencial específica ( $K_{DP}$ ) (equação 1.3), com uma combinação de  $K_{DP}$  e  $Z_{DR}$  (equação 1.4) e com uma combinação de  $Z$  e  $Z_{DR}$  (equação 1.5). Os dados foram coletados durante um evento de enchente em Fort Collins, Colorado em 28 de julho de 1997. Os resultados mostram que, embora o padrão espacial fosse semelhante para todos os algoritmos, a relação  $R(Z)$  subestima o pico de acumulado entre um 50-60 % e que para este caso particular a relação  $R(Z, Z_{DR})$  foi a de maior exatidão.

$$R(Z_{DR}) = aZ_{DR}^b \quad (1.2)$$

$$R(K_{DP}) = aK_{DP}^b \quad (1.3)$$

$$R(K_{DP}, Z_{DR}) = aK_{DP}^b Z_{DR}^c \quad (1.4)$$

$$R(Z, Z_{DR}) = aZ^b Z_{DR}^c \quad (1.5)$$

Matrosov et al. (2002) obtiveram resultados semelhantes com o uso de variáveis polarimétricas, eles propuseram uma relação que combinava  $Z$ ,  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$  (equação 1.6) para estimar a chuva e uma correção da atenuação usando a fase diferencial ( $\Phi_{DP}$ ), por conta do uso de medições de potência ( $Z$  e  $Z_{DR}$ ). Também encontraram uma melhor concordância com as medições de superfície com esta combinação de variáveis, em comparação com o uso de  $Z$  (equação 1.1) ou  $K_{DP}$  (equação 1.3) individualmente; para  $R$

maiores que 1,5-2,0 mmh<sup>-1</sup>. Finalmente concluíram que a acurácia das estimativas diminui para chuvas fracas, em consequência da sua fraca assinatura polarimétrica.

$$R(Z, Z_{DR}, K_{DP}) = aZ^b Z_{DR}^c K_{DP}^d \quad (1.6)$$

Este tipo de pesquisa foi desenvolvido também na África Ocidental durante um experimento de campo (2006-2007) da “Análise Multidisciplinar da Monção Africana – AMMA”, com um radar banda X de dupla polarização, onde as performances das quatro relações de estimativa de taxa de precipitação usadas ( $R(Z)$ ,  $R(K_{DP})$ ,  $R(Z_{DR}, K_{DP})$  e  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$ ) são muito dependentes da  $R$ , sendo que, para  $R$  abaixo de 0,5 mmh<sup>-1</sup> os erros relativos são maiores de 70 % e tão altos como 100 % para  $R(K_{DP})$ . Quando  $R$  ultrapassou os 10 mmh<sup>-1</sup> o erro relativo caiu abaixo de 40 % e até 30 % para  $R(K_{DP})$  (KOFFI et al., 2014).

Baseando-se em todo o que foi comentado anteriormente, nota-se que existe a imediata necessidade de apurar a estimativa de chuva para ter um maior controle das previsões de inundações e enchentes, assim como a representação mais realística dos diferentes sistemas que atingem a RMSP. Então, o **principal objetivo** desta dissertação é *determinar a relação entre a taxa de precipitação e as variáveis polarimétricas obtidas do radar meteorológico MXPOL com a que se obtém o melhor desempenho na estimativa de chuva na RMSP*. Sendo que, para atingi-lo foram desenvolvidos os seguintes **objetivos específicos**: corrigir a atenuação nas variáveis  $Z$  e  $Z_{DR}$ , encontrar as posições que representam os pluviômetros na grade do radar, ajustar e otimizar os coeficientes das relações entre a  $R$  e as Variáveis Polarimétricas ( $R(\text{VarPol})$ ) e finalmente comparar as estimativas feitas com estas relações com as medições da rede telemétrica do Alto Tietê.

Esta dissertação foi estruturada em quatro capítulos, sendo o primeiro a introdução à dissertação, o segundo apresenta as bases teóricas das relações entre as variáveis polarimétricas e a  $R$ , bem como os erros associados à estimativa de precipitação com radar. No terceiro capítulo se descrevem os dados, instrumentos e a metodologia utilizada na determinação dos coeficientes. No capítulo quatro se mostram os resultados dos ajustes de coeficientes e as diferenças entre os acumulados de chuva obtidos com radar e os medidos com pluviômetros.

## 2. Fundamentos da estimacão de chuva com radar

O radar foi desenvolvido na Segunda Guerra Mundial e desde então foi evoluindo até chegar ao que se conhece hoje. O princípio de funcionamento do radar meteorológico  baseado na emissão de um sinal eletromagnético que viaja no ar até se encontrar com um alvo capaz de retroespalhar uma pequena fraco da energia eletromagnética enviada (e.g. gotas de chuva, granizo, graupel, cristais de gelo, etc.). Sendo que o radar pode medir a potência e a fase do sinal recebido, determinados pelos níveis de retroespalhamento e atraso nas fases, causados pelos hidrometeoros observados, respectivamente. Esses efeitos relacionam-se diretamente com o comprimento de onda e a polarizaco do sinal, bem como da distribuico de tamanho de gota (DSD - sigla do inglês, "*Drop Size Distribution*") e a forma das gotas.

### 2.1. Características das gotas de chuva

As gotas de chuva que atingem a superfície da terra são resultado de uma série de processos dinâmicos, termodinâmicos e microfísicos que acontecem nas nuvens e ao longo da sua trajetória até o solo. Os processos microfísicos podem-se dividir em duas categorias, os de fase fria e os de fase quente, onde a principal diferença  a presença ou não do gelo. Nas regiões frias das nuvens (i.e. alturas com temperaturas abaixo de 0°C) a interao de hidrometeoros como gotas super-resfriadas, graupel, cristais de gelo, granizo e flocos de neve através de acreo ou agregao, favorece o aumento de tamanho e por consequência a queda de alguns deles (e.g. graupel, granizo e flocos de neve). Ao precipitar atingem a região quente da nuvem (i.e. alturas com temperaturas acima de 0°C) e começam a derreter virando gotas de águas e assim serem influenciados por processos dominantes como a colisão-coalescência (i.e. coleta de gotículas pequenas por outras maiores em razão da diferença entre as suas velocidades terminais de queda), a quebra de gotas e a evaporao, que causam por sua vez, variaes na DSD.

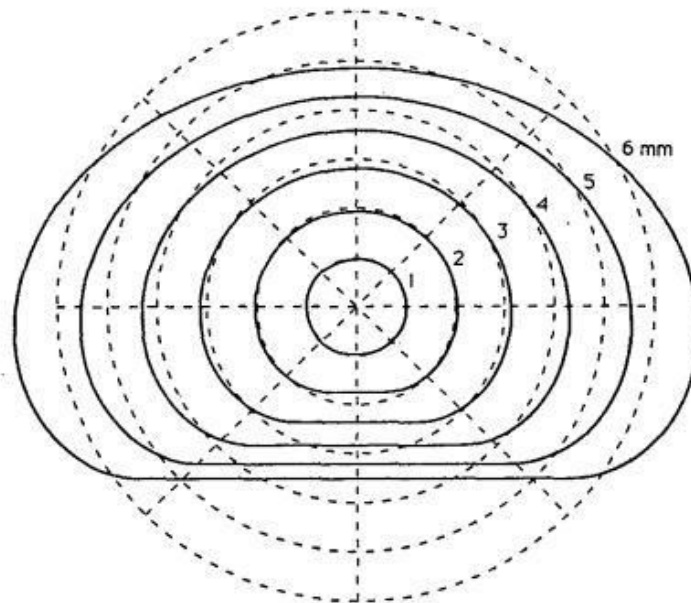
Ao tempo que as gotas precipitam, ficam expostas a forças gravitacionais, elétricas e de arrasto, além da tensão superficial. Aceleram-se no começo da queda até chegar num equilíbrio entre a força de gravidade e o arrasto (as forças mais

significativas), e a partir deste instante a velocidade mantém-se constante. Segundo Atlas e Ulbrich(1977), esta velocidade terminal ( $w_t$ ) depende do diâmetro das gotas ( $D$ ), e para alturas próximas ao solo no intervalo de  $0,5 < D < 5$  mm pode-se aproximar como,

$$w_t(D) \sim 386,6D^{0,67} \quad (2.1)$$

Onde  $w_t$  e  $D$  estão dados em  $\text{cms}^{-1}$  e mm, respectivamente.

Como consequência das forças anteriormente citadas as gotas perdem a sua esfericidade na medida em que ficam maiores, tornando-se mais parecidas com um esferóide de base plana. Na figura 2.1 mostra-se o perfil vertical de gotas de chuva em estado de equilíbrio, no qual é visível como gotas grandes possuem um maior comprimento no eixo horizontal que no vertical. Vale ressaltar que estas formas constituem um modelo ideal, devido a que as gotas oscilam durante a queda (ATLAS; ULBRICH, 1977; GUNN, 1949). Estas características morfológicas são aproveitadas na estimativa de chuva com radares de dupla polarização (ver seção 2.3).



**Figura 2.1.** Perfis transversais de queda para gotas de diâmetro  $d = 1,2,3,4,5$  e  $6$  mm. São mostrados para comparação círculos tracejados de diâmetros  $d$  divididos em setores de  $45$  graus. Fonte: Beard e Chuang (1987).



## 2.2.DSD

A concentração das gotas em função de seus diâmetros dentro de uma nuvem é, de forma simples, o que se chama de DSD da nuvem. Essas concentrações não permanecem constantes ao longo do tempo de vida do sistema, sendo que vão mudando em dependência dos processos mencionados na seção anterior. Algumas pesquisas mostram que após a chuva cair uma determinada distância, a DSD atinge um estado de equilíbrio (ATLAS; ULBRICH, 2000; HU; SRIVASTAVA, 1995). Nesse estado, a DSD frequentemente ajusta-se a uma função matemática de distribuição do tipo exponencial (equação 2.2, figura 2.2), ao passo que para DSD variáveis é mais adequada uma função de distribuição gamma (equação 2.3), sendo a primeira um caso particular desta última.

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (2.2)$$

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (2.3)$$

Nas equações 2.2 e 2.3  $N(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$  representa o número de gotas de chuva num diâmetro entre  $D$  e  $D+dD$ , contidas num volume de  $1 \text{ m}^3$ , enquanto que os parâmetros  $N_0(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$ ,  $\mu$  (adimensional) e  $\Lambda$  ( $\text{mm}^{-1}$ ) são conhecidos como coeficientes de intercepção, de forma e angular, respectivamente. Como mostrado por Tokay e Short (1996) e Waldvogel (1974), esses parâmetros podem ser úteis na determinação do tipo de chuva (e.g. estratiforme ou convectiva).

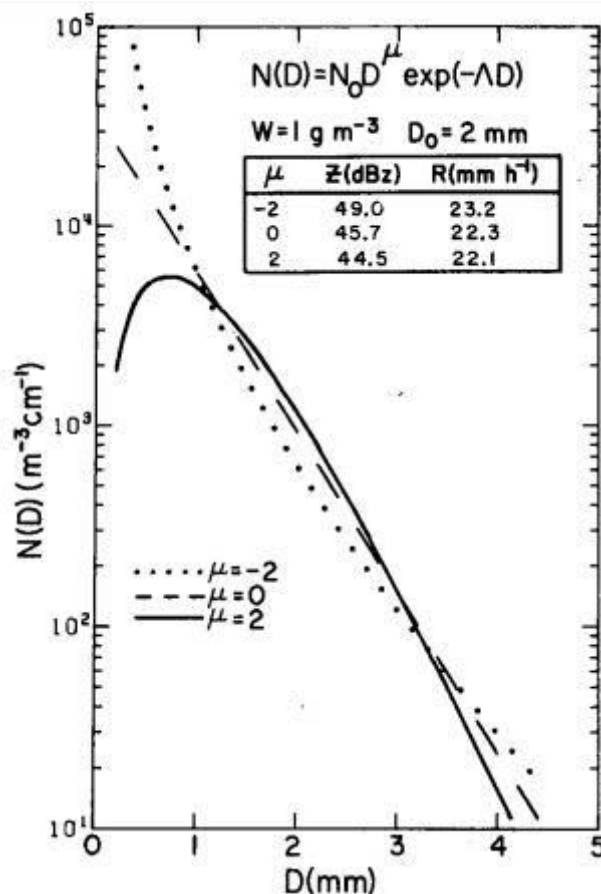
No modelo exponencial destacam-se os resultados de Marshall e Palmer (1948), os quais encontraram que o  $\Lambda$  estava relacionado com  $R$ , como se mostra a seguir na equação 2.4.

$$\Lambda = 4,1 R^{-0,21} \quad (2.4)$$

Alguns parâmetros da DSD, de grande importância no estudo das variáveis de dupla polarização, como o diâmetro médio ponderado pela massa ( $D_m$ ) são obtidos a partir dos momentos da DSD. Sendo que, o momento  $p$  ( $M_p$ ) das DSD pode-se definir como a integral da concentração de gotas pelo seu diâmetro elevado à potência  $p$  (equação 2.5). Especificamente  $D_m$  é a razão entre os momentos 4 e 3, enquanto que as

variáveis **Z** e **R** correspondem aos momentos 6 e 3,5; como mostra-se nas próximas seções.

$$M_p = \int_0^{\infty} D^p N(D) dD \quad (2.5)$$



**Figura 2.2.** Exemplos de uma DSD de tipo gamma para  $\mu = -2, 0$  e  $2$ ; com conteúdo de água líquida,  $W = 1 \text{ gm}^{-3}$  e diâmetro médio volumétrico,  $D_0 = 2 \text{ mm}$ . A tabela de inserção mostra os valores correspondentes da  $Z$  do radar em dBZ pela aproximação de Rayleigh e a  $R$  em  $\text{mmh}^{-1}$ . Fonte: Ulbrich (1983).

### 2.3.Determinação de Z

Segundo Rinehart (2004), a potência recebida pelo radar como resultado do processo de retroespalhamento pode-se representar pela seguinte equação,

$$P_r = \text{const} \left( |K|^2 \right) A \frac{Z}{\lambda^2 \text{dist}^2} \quad (2.6)$$

onde, *const* é uma constante que depende, entre outras coisas, da potência transmitida, o ganho da antena e a abertura do feixe. Entretanto, **K** é o índice de refração do material iluminado (no caso da estimativa de chuva o volume de amostra é geralmente composto por gotas de água), **A** é a atenuação do sinal causada por hidrometeoros e gases na atmosfera, **Z** é a refletividade efetiva ( $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ),  $\lambda$  é o comprimento de onda do radar e *dist* a distância até o alvo. Depois de encerrado um ciclo de emissão-recepção do sinal eletromagnético são conhecidas todas as variáveis da equação 2.6, exceto **A** e **Z**. A primeira destas duas pode ser desprezível para o caso de radares de  $\lambda = 10$  cm (banda S) e para o caso de  $\lambda < 10$  cm pode-se determinar, como será explicado na seção 2.4. Logo, **Z** pode ser calculado em função das outras variáveis. Quando o  $\lambda$  do radar for muito maior que o diâmetro das gotas (i.e. aproximadamente  $D < 0,1\lambda$ ), pode-se dizer que esse **Z** que foi calculado do radar representa a somatória do diâmetro elevado à sexta potência do total de gotas, como mostrado na equação 2.7 (DOVIAK; ZRNÍČ, 1993).

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (2.7)$$



**Figura 2.3.** Retroespalhamento do sinal eletromagnético emitido pelo radar ao interagir com gotas de chuva. Fonte: COMET Program (2012).

## 2.4. Relação entre Z e R

A relação de transformação **Z(R)** mostrada na introdução (equação 1.1) justifica-se através das suas respectivas dependências com a DSD da chuva. Sendo que,

ao considerar as gotas como esféricas e desconsiderando as correntes verticais, pode-se expressar  $\mathbf{R}$  como (DOVIAK e ZRNIC', 1993),

$$R = \left(\frac{\pi}{6}\right) \int_0^{\infty} D^3 N(D) w_t(D) dD \quad (2.8)$$

Ao considerar que a DSD (representada por  $\mathbf{N}(\mathbf{D})$ ) se ajusta a uma função gamma, e substituindo as equações 2.1 e 2.3 nas 2.7 e 2.8, obtém-se  $\mathbf{Re Z}$  em função dos diâmetros das gotas, respectivamente (equações 2.9 e 2.10).

$$R = 3.6 \times 10^6 \frac{\pi}{6} a_w N_0 \int_0^{\infty} D^{3+\mu+b_w} \exp(-\Lambda D) dD \quad (2.9)$$

$$Z = \int_0^{\infty} N_0 D^{6+\mu} \exp(-\Lambda D) dD \quad (2.10)$$

Onde os  $a_w$  e  $b_w$  são os coeficientes da equação de velocidade terminal, equação 2.1. Integrando assim as funções de distribuição gamma nas equações 2.9 e 2.11 chega-se a que,  $\mathbf{R}$  e  $\mathbf{Z}$  dependem dos parâmetros de  $\mathbf{N}(\mathbf{D})$ , sendo que  $\Gamma(m) = m!$ .

$$R = 3.6 \times 10^6 \frac{\pi}{6} a_w N_0 \frac{\Gamma(4+\mu+b_w)}{\Lambda^{4+\mu+b_w}} \quad (2.11)$$

$$Z = N_0 \frac{\Gamma(7+\mu)}{\Lambda^{7+\mu}} \quad (2.12)$$

Unificam-se então as equações 2.11 e 2.12, considerando a DSD exponencial ( $\mu = 0$ ) pode-se simplificar até uma relação  $\mathbf{Z}(\mathbf{R})$  (equação 2.13) similar à equação 1.1.

$$Z = \frac{\Gamma(7)N_0 \left(1 - \frac{7}{4+b_w}\right)}{\left[3.6 \times 10^6 \frac{\pi}{6} a_w \Gamma(4+b_w)\right]^{\frac{7}{(4+b_w)}}} R^{\frac{7}{(4+b_w)}} \quad (2.13)$$

Da equação 2.13 percebe-se que o coeficiente  $a$  da relação  $\mathbf{Z}(\mathbf{R})$  depende dos parâmetros  $a_w$  e  $b_w$  e do parâmetro de interceptação ( $N_0$ ) da DSD. Ao passo que, o coeficiente  $b$  está relacionado com o  $b_w$ . Do anterior conclui-se que os coeficientes  $a$  e  $b$  da relação  $\mathbf{Z}(\mathbf{R})$  mudam seus valores conforme ao tipo de chuva, sendo que o conhecimento da DSD permite a sua determinação. Desta forma foram encontrados por

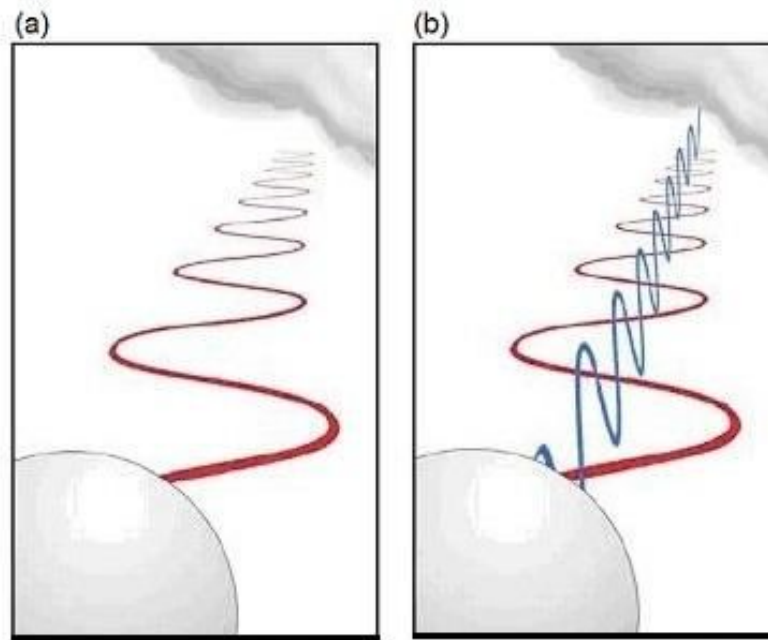
Marshall e Palmer (1948) os coeficientes da relação  $Z(\mathbf{R})$  mais frequentemente utilizada na literatura (equação 2.14).

$$Z = 200R^{1.6} \quad (2.14)$$

Outras relações  $Z(\mathbf{R})$  são obtidas com técnicas estatísticas, ao ajustar valores de  $Z$  e  $\mathbf{R}$  medidos com radar e pluviômetros, respectivamente. Segundo Raghavan (2003) estas técnicas levam em conta o erro na medição do radar, pelo que ele recomenda a avaliação dos erros para a utilização em outros radares.

## 2.5. Variáveis de Dupla Polarização e a sua relação com $\mathbf{R}$

Os radares convencionais comumente possuem uma polarização simples geralmente horizontal, ao transmitir e receber o campo elétrico do pulso num único plano (definido como o plano do vetor campo elétrico, figura 2.4a). Porém alguns outros radares têm a capacidade de fazer estas operações em dois planos geralmente ortogonais (e.g. polaridade horizontal e vertical), sendo que estes radares são conhecidos como de dupla polarização (figura 2.4b). Esta característica permite a obtenção de quatro medidas de  $Z$ , formadas pelas combinações das orientações do sinal transmitido e recebido. Por exemplo, para planos horizontal e vertical seriam  $Z_{hh}$ ,  $Z_{hv}$ ,  $Z_{vh}$  e  $Z_{vv}$ , tal que os subscritos representam o plano de emissão e recepção. Além disso, se o radar possui um medidor de fase do sinal de entrada e conhece a fase do sinal de saída, podem-se calcular as mudanças de fase do pulso nos dois planos (secção 2.5.2). É possível obter outras variáveis polarimétricas como  $Z_{DR}$ , propagação de fase diferencial ( $\Phi_{DP}$ ),  $K_{DP}$ , coeficiente de correlação da magnitude do sinal co-pol H e co-pol V, coeficiente de correlação da magnitude do sinal co-pol H e cross-pol V e coeficiente de correlação entre as fases dos sinais co-pol H e cross-pol V. Estas variáveis apresentam uma forte dependência da forma, tipo e orientação dos hidrometeoros observados, ficando assim relacionadas com a  $\mathbf{R}$ . Nas seções a seguir se aborda sobre  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$ , as duas variáveis que além de  $Z$  são de maior interesse para esta pesquisa.



**Figura 2.4.** Emissão desde um (a) radar convencional com sinal de orientação horizontal e desde um (b) radar polarimétrico com sinais orientados horizontal e verticalmente. Fonte: Adaptado de NOAA National Weather Service(2012).

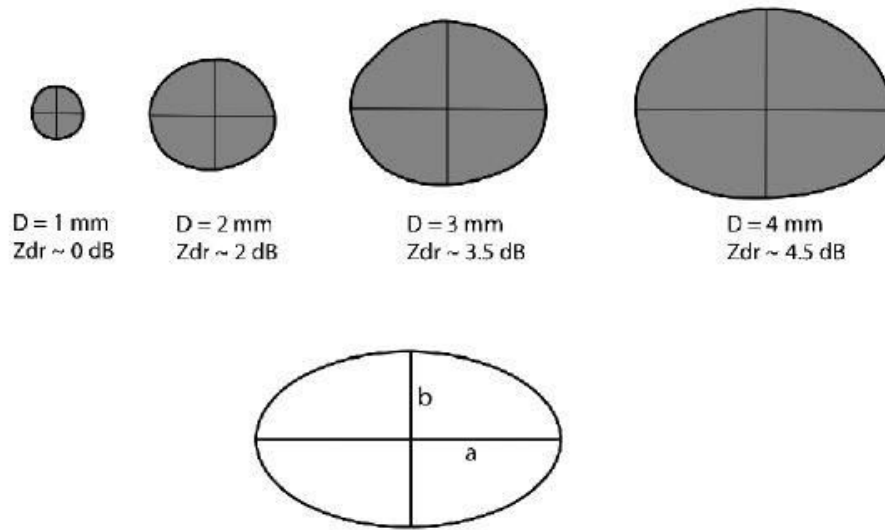
### 2.5.1. Refletividade Diferencial

Processo de chuva quente Trabalhos pioneiros no uso do radar polarimétrico(ATLAS; KERKER; HITSCHFELD, 1953) encontraram que partículas esféricas com seu eixo maior alinhado com o plano de incidência do pulso, produziam maior potência de retorno em relação as que ficavam com o eixo menor alinhado com o pulso. Levando em conta que as gotas de chuvas tendem a ter o eixo horizontal maior que o eixo vertical (secção 2.1), é esperado que  $Z_{hh}$  fosse maior a  $Z_{vv}$ , e que a sua diferença incremente com o tamanho da gota. Logo, estas diferenças em dB podem-se definir como a refletividade diferencial (equação 2.15).

$$Z_{DR} = 10 \left( \frac{Z_{hh}}{Z_{vv}} \right) \quad (2.15)$$

Segundo Cifelli e Chandrasekar (2010) os valores típicos de  $Z_{DR}$  para gotas de chuva variam dependendo do diâmetro, como mostrado na figura 2.5; enquanto que o granizo (hidrometeoro sólido encontrado em ocasiões em níveis baixos) produz valores ao redor de zero como resultado da rotação na queda. Esta variável possui a vantagem de ser independente da calibração e da concentração total de hidrometeoros (não assim

de como eles estão distribuídos por tamanhos), porém é influenciada pelos efeitos de atenuação que sofre o pulso ao atravessar a precipitação.



**Figura 2.5.** Relação do diâmetro das gotas com o  $Z_{DR}$ . Fonte: Cifelli e Chandrasekar (2010).

Teoricamente,  $Z_{DR}$  pode ser relacionado com  $R$  através do  $D_m$  da DS (BRINGI; CHANDRASEKAR, 2001), como mostrado nas equações 2.16 e 2.17.

$$D_m = 1,619(Z_{DR})^{0,485} \quad (2.16)$$

$$\frac{Z}{R} = F(\mu) D_m^{2,33} \quad (2.17)$$

O  $F(\mu)$  que se observa na equação 2.17 é uma função que depende do parâmetro de forma da DSD ( $\mu$ ) e  $D_m$  é o diâmetro médio ponderado pela massa. Substituindo a equação 2.16 na 2.17, e reagrupando termos, chega-se a uma forma particular da relação  $R(Z, Z_{DR})$  (equação 2.18), sendo que esta é frequentemente utilizada na estimativa da taxa de precipitação (KIM et al., 2016). No entanto, devido ao impacto do erro de  $Z_{DR}$  em  $R$ , especialmente quando  $Z_{DR}$  fica próxima à zero, é recomendado o uso da equação 2.19 (KIM et al., 2016).

$$R = cZ_h^a Z_{DR}^b \quad (2.18)$$

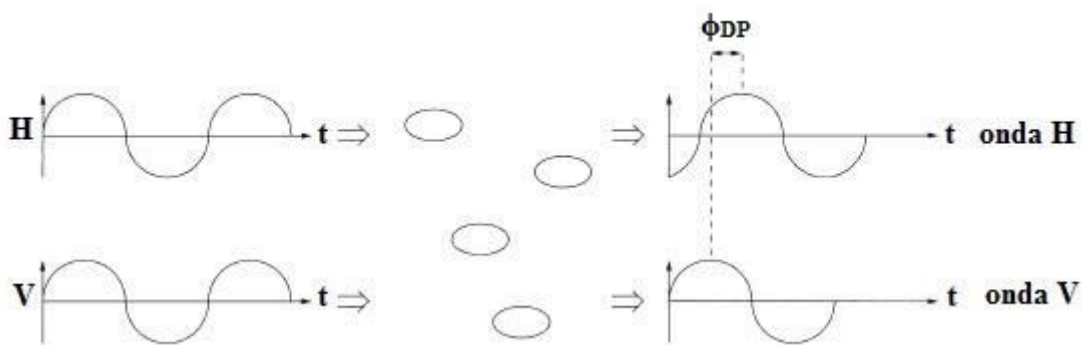
$$R = c_1 Z_h^{a_1} 10^{0,1b_1 Z_{DR}} \quad (2.19)$$

### 2.5.2. Fase Diferencial Específica

A propagação do pulso eletromagnético na atmosfera pode experimentar um atraso significativo ao atravessar áreas com precipitação. É assim que o sinal recebido vai possuir uma fase diferente do sinal emitido, sendo que o nível de atraso vai depender da concentração, o tamanho e o tipo de hidrometeoro, assim como da distância percorrida e da polarização do sinal (RINEHART, 2004). Como consequência da forma oblata das gotas em chuvas moderadas ou fortes, vão-se obter diferenças nas fases medidas nos canais horizontal e vertical (figura 2.6). Esta variação das fases se conhece como  $\Phi_{DP}$ , e possui um carácter cumulativo em função da distância. Para eliminar a influência da distância calcula-se o  $K_{DP}$ , segundo a equação 2.20, onde o  $r_1$  e o  $r_2$  representam duas posições ao longo do feixe do radar. O 2 no denominador desta equação surge do caminho total (ida e volta) percorrido pelo sinal.

$$K_{DP} = \frac{\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (2.20)$$

O  $K_{DP}$  tem a vantagem de não ser afetado por erros de calibração do receptor, erros na medição da potência transmitida, precipitação de gelo nem por o eventual bloqueio parcial do feixe (RINEHART, 2004). No entanto, a natureza ruidosa do  $K_{DP}$  (especialmente em radares banda S e R baixos) e os erros associados ao processo de filtrado causam incertezas nesta variável.



**Figura 2.6.** Atrasos nas fases das ondas polarizadas na horizontal (onda H) e na vertical (onda V), como consequência da forma dos hidrometeoros. Fonte: Adaptada de Illingworth(2004)

Segundo Bringi e Chandrasekar(2001),  $K_{DP}$  pode-se relacionar linearmente com o conteúdo de água líquida ( $W$ , momento 3) e o  $D_m$ (equação 2.21). Isso sugere um



vínculo aproximado com o momento 4 da DSD (momento 4,24 segundo Sachidananda e Zrnic(1986)), porém Ryzhkov e Zrnić (1996) encontraram que, para chuvas fracas com gotas pequenas a relação é com o momento 5,6.

$$K_{DP} \approx \left(\frac{180}{\lambda}\right) 10^{-3} CW (0,062D_m) \quad (2.21)$$

Onde C é uma constante, logo, considerando que  $\mathbf{R}$  e  $\mathbf{K}_{DP}$  possuem momentos associados, é possível estabelecer uma relação de potência entre eles (equação 2.22), similar à derivada para  $\mathbf{R}$  e  $\mathbf{Z}$  na secção 2.2. No entanto, espera-se que  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  seja menos suscetível à variabilidade da DSD quando comparado com  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ , como resultado da maior proximidade dos momentos de  $\mathbf{R}$  e  $\mathbf{K}_{DP}$  (CIFELLI; CHANDRASEKAR, 2010).

$$R(K_{DP}) = cK_{DP}^b \quad (2.22)$$

Baseado em simulações para um radar banda X, Matrosov et al.(2002) mostraram que o coeficiente  $\mathbf{b}$  tem pouca variação em relação ao parâmetro de forma da gota ( $b_f$ ). No entanto, observaram que o coeficiente  $\mathbf{c}$  apresentou uma grande dependência deste parâmetro, então, assumindo um  $\mathbf{b} = 0,81$ , a equação 2.22 pode ser escrita também da forma,

$$R(K_{DP}) = 8,2b_f^{-0,82}K_{DP}^{0,81} \quad (2.23)$$

Além da relação  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$ , outras fazem uso desta variável polarimétrica, sendo o caso de  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  como mostram as equações 1.4 e 1.5. Como se apresentou na equação 2.21, o  $\mathbf{K}_{DP}$  relaciona-se linearmente com o  $\mathbf{W}$  e o  $\mathbf{D}_m$ , além disso, o  $\mathbf{D}_m$  é relativo a  $\mathbf{Z}_{DR}$  (equação 2.16) (BRINGI; CHANDRASEKAR, 2001). Conhecendo que o  $\mathbf{K}_{DP}$  e o  $\mathbf{R}$  relacionam-se através do  $\mathbf{W}$  pelos momentos da DSD, e substituindo então a equação 2.16 na 2.21 é possível chegar na relação do tipo,

$$R(Z_{DR}, K_{DP}) = aK_{DP}^b Z_{DR}^c \quad (2.24)$$

Da mesma forma que para  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$ , com a finalidade de diminuir os erros quando  $\mathbf{Z}_{DR}$  seja aproximadamente zero, se recomenda usar a equação 2.24 da forma a seguir.

$$R(Z_{DR}, K_{DP}) = aK_{DP}^b 10^{0,1cZ_{DR}} \quad (2.25)$$

## 2.6. Vantagens e desvantagens das relações R(VarPol)

Na estimativa de taxa de precipitação, o desempenho das relações teóricas de transformação **R(VarPol)**, discutidas na seção anterior, depende principalmente das características da precipitação observada, da capacidade da relação para representar a DSD, de erros na medição e/ou correção da variável, e do comprimento de onda do radar. Sendo assim, alguns métodos tentam controlar a variabilidade associada aos três primeiros fatores. Por exemplo, no caso do tipo de precipitação, várias pesquisas propõem a utilização da relação específica em função dos valores medidos de **Z**, **Z<sub>DR</sub>** e **K<sub>DP</sub>**, pelo que este método é conhecido como estimador ótimo (CIFELLI et al., 2010, 2011; RYZHKOV; ZRNIC, 1995). Já no caso do terceiro fator, pode-se minimizar o impacto de erros de calibração ajustando os coeficientes das relações com medições feitas em superfície, por pluviômetros ou disdrômetros. Com este objetivo, são utilizados algoritmos estatísticos como a comparação de distribuições de frequência(CALHEIROS; ZAWADZKI (1987); GORGUCCI; CHANDRASEKAR; SCARCHILLI(1995)) ou as redes neuronais(VULPIANI et al., 2006; VULPIANI; GIANGRANDE; MARZANO, 2009; XU; CHANDRASEKAR, 2005).

Analisando cada uma das relações, encontra-se que **R(Z)** é afetada pela calibração do radar e pela atenuação do sinal, sendo esta última mais significativa em radares banda C e X. Devido a câmbios na DSD, esta relação muda continuamente em tempo e espaço, inclusive dentro da própria célula de precipitação (BRINGI; TANG; CHANDRASEKAR, 2004). Segundo simulações feitas por Chandrasekar, Gorgucci e Scarchilli (1993) para um radar banda C, o erro de **R(Z)** incrementa com o aumento de **R**, sendo que seu melhor performance acontece em **R**<10 mmh<sup>-1</sup>. Embora aconteça atenuação nos radares banda X, autores como Park et al. (2005b) e Matrosov (2010) encontraram erros relativos médios para **R(Z<sub>Corr</sub>)** inferiores a 30 %.

Como assinalado na seção 2.5.2, o **K<sub>DP</sub>** não é afetado pela atenuação, porém é ruidoso em **R** baixos. Baseado nestes fatos, podem-se esperar melhores resultados da relação **R(K<sub>DP</sub>)** em **R** moderadas ou fortes, como mostrado por Chandrasekar et al., (1990) e Chandrasekar, Gorgucci e Scarchilli (1993). Em radares banda X, a fase

diferencial incrementa a sua sensibilidade devido ao menor comprimento de onda (equação 2.21). Isso faz com que o limiar a partir do qual o  $\mathbf{K}_{DP}$  é útil para estimar a taxa de precipitação em radares banda X, seja inferior ao limiar de radares banda S. Segundo Matrosov et al. (2006) este limiar para radares banda X é de aproximadamente  $0,1 \text{ } ^\circ\text{km}^{-1}$ , o que correspondeu com uma  $\mathbf{R}$  de  $2,6 \text{ mmh}^{-1}$ . Em geral, as pesquisas com radares banda X mostram que  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  tem melhor desempenho que  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ , principalmente em chuvas convectivas (MATROSOV, 2010; MATROSOV et al., 2002).

Segundo Cifelli e Chandrasekar (2010), embora os estimadores de múltiplas variáveis (i.e.  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$ ,  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$ ) podem aprimorar a descrição da DSD, eles também podem influenciar negativamente, ao inserir seus erros no cálculo de  $\mathbf{R}$ . Os autores acrescentam que, para um estimador de duas variáveis ter melhor performance que o de uma variável, é necessário que a informação que provê a segunda variável seja maior que o erro introduzido por ela. Por exemplo, Gorgucci, Chandrasekar e Scarchilli (1995) obtiveram melhores resultados com  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$  respeito a  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ , porém, simulações feitas por Chandrasekar e Bringi (1988b) mostraram o contrário para  $\mathbf{R} < 20 \text{ mmh}^{-1}$ . Ryzhkov e Zrnić (1995) encontraram melhor desempenho de  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  respeito a  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$ , para  $\mathbf{R} > 10 \text{ mmh}^{-1}$ . No entanto, em radares banda X e S, erros em  $\mathbf{Z}_{DR}$  e  $\mathbf{K}_{DP}$ , respectivamente, podem diminuir o desempenho desta relação.

## 2.7. Erros na estimativa de chuva com radar

Como já foi mencionado na introdução, o maior aporte do radar é dado pela cobertura espacial que ele consegue ter. Sendo de grande utilidade na hora de estudar sistemas de chuva extensos, variabilidade espacial da chuva e no estudo de bacias hidrográficas. Mas para fazer uma estimativa de qualidade e interpretar melhor os resultados dos estudos onde se utilizam essas estimativas é preciso conhecer os erros ou possíveis erros com o uso do radar nesta tarefa (VILLARINI; KRAJEWSKI, 2009). Por exemplo, no caso de que a chuva estimada seja a entrada de algum modelo hidrológico, pequenos erros nesta variável podem-se propagar no modelo e afetar a saída do mesmo (BORGA; DEGLI ESPOSTI; NORBIATO, 2006).

Segundo Creutin e Borga (2003) depois que a física altamente não linear da observação de chuva por radar começou-se a ter mais em conta, as fontes de erro classificaram-se em três tipos: da estabilidade eletrônica do sistema de radar, da

determinação do espaço de detecção e da variabilidade das condições atmosféricas. As possíveis causas de erros têm uma ampla gama, como são a falta de calibração do hardware do sistema de radar, o erro ao fazer a calibração com o uso de outros medidores (pluviômetro ou disdrômetro), propagação anômala do feixe do radar, erros aleatórios em razão do movimento independente de numerosos hidrometeoros, bloqueio total ou parcial do feixe (e.g. prédios, torres de comunicação ou a própria orografia) e a atenuação do sinal por conta da chuva, as nuvens ou os gases atmosféricos, assim como a atenuação pela acumulação de uma película de água no radome. Outra fonte de erro é o preenchimento incompleto do feixe pela chuva, o que pode ocorrer quando o feixe fica muito alto e uma fração dele não capta a chuva ou quando o feixe abrange ao mesmo tempo duas fases da precipitação (e.g. chuva e uma camada de gelo). Igualmente, existe diferença entre a chuva observada pelo radar e a que chega ao solo, produto da evaporação, da advecção e/ou de movimentos verticais (BROCK; RICHARDSON, 2001; KRAJEWSKI; VILLARINI; SMITH, 2010; WILSON; BRANDES, 1979). A maioria dos erros tem algum método para a sua correção total ou parcial, sendo que, cada vez as incertezas são menores. Embora, ainda a atenuação é uma importante fonte de erro e principalmente para um radar banda X, como o MXPOL, pelo que, a próxima seção será dedicada a uma análise mais detalhada desta.

### 2.7.1. Atenuação

A atenuação que experimenta o sinal do radar ao longo do feixe ocorre em razão da absorção e o espalhamento que se produz ao interagir com diferentes substâncias (vapor de água, gases atmosféricos, nuvens, chuva, gelo, etc.), resultando numa perda de potência. A perda de potência no sinal pode ser significativa nas áreas de chuva intensas, especialmente quando se observa com radares banda C ou X. Segundo Hitschfeld e Bordan (1954), a potência recebida pelo radar ( $P_r$ ) em ausência de atenuação pode-se estimar através da relação 2.26, onde,  $P_{r_0}$  é a potência recebida em presença da atenuação,  $r$  é a distância percorrida pelo feixe e  $A_H$  é a atenuação específica.

$$P_r = P_{r_0} \exp \left( -2 \int_0^r A_H dr \right) \quad (2.26)$$

Levando em conta que  $\mathbf{P}_r$  e  $\mathbf{Z}$  possuem uma relação linear e após rearranjar alguns termos obtém-se que, a refletividade corrigida (i.e. refletividade em ausência de atenuação,  $\mathbf{Z}_C$ ) pode-se relacionar com a refletividade medida pelo radar (i.e. refletividade em presença de atenuação,  $\mathbf{Z}_H$ ) através da equação:

$$Z_C(r) = Z_H(r) \exp \left\{ 0,46 \int_{r_0}^r A_H(s) ds \right\} \quad 2.27)$$

Muitos métodos de correção da refletividade utilizam a equação anterior, onde  $A$  é estimado através de relações de potência com  $\mathbf{Z}$  (HARRISON; DRISCOLL; KITCHEN, 2000; KRÄMER; VERWORN, 2008) ou  $\mathbf{K}_{DP}$  (BRINGI; KEENAN; CHANDRASEKAR, 2001; PARK et al., 2005a; TESTUD et al., 2000). No seguinte capítulo é detalhado o método de autoconsistência de Bringi et al. (2001), o qual foi utilizado nesta pesquisa para corrigir a atenuação.

### 3. Materiais e Métodos

No seguinte capítulo serão apresentados os sistemas de medição usados nesta pesquisa (i.e. o radar MXPOL e a rede telemétrica), assim como algumas características dos dados que estes sistemas fornecem. Além disso, será detalhada a nova técnica para o cálculo de  $K_{DP}$ , o método de correção da atenuação, o algoritmo de otimização pelo qual se ajustaram os coeficientes das relações  $R$ (VarPol) e os erros estatísticos usados.

#### 3.1.MXPOL

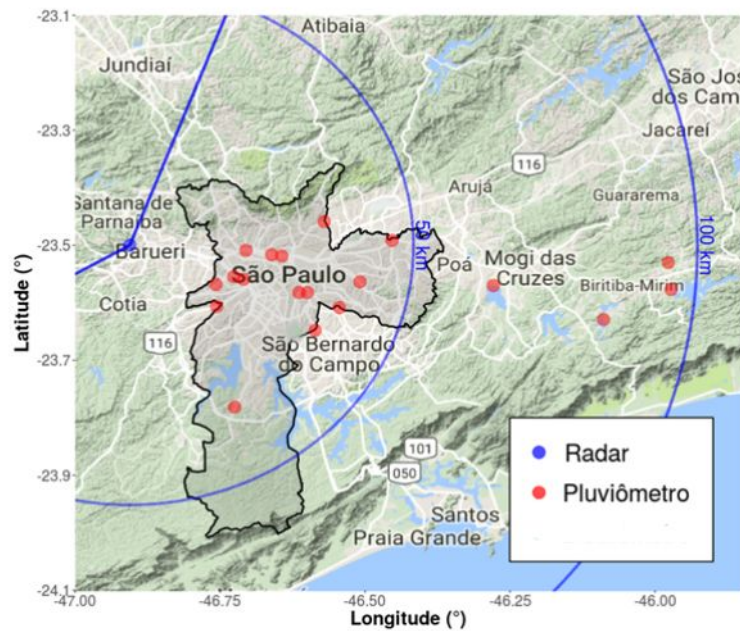
O MXPOL é um radar móvel, Doppler, de dupla polarização (i.e. emite e recebe sinais orientados na horizontal e na vertical) e banda X (i.e. faixa de comprimento de onda entre 2,5 e 4 cm). Fornecem edições com uma resolução temporal de 5 minutos e pode chegar até os 90 graus de elevação. Para varreduras em modo precipitação usa 11 ângulos de elevação, que vão desde 0,6 até 25 graus, aumentando gradativamente o passo de elevação entre um e outro ângulo. As observações foram feitas com três resoluções, sendo uma combinação de: comprimento do bin de 125 e 250 metros e amplitude do feixe de 1 e 0,5 graus, esse último obtido por superposição do feixe. O radar abrange até um raio de 150 km, lembrando que, a resolução vai-se degradando em proporção com a distância. O MXPOL está instalado em uma plataforma móvel (caminhão diesel) e possui um tamanho de pedestal que não permite-lhe fazer uma varredura de 360 graus, sendo que os azimutes estão restritas aproximadamente entre os 17 e os 240 graus. O radar foi posicionado no oeste da RMSP, na região de Barueri, especificamente nas coordenadas 23,5° S e 46,906° W (figura 3.1); desde onde abrange grande parte da RMSP e o município de São Paulo na sua totalidade. Outras características do sistema do MXPOL mostram-se na tabela 3.1.

O radar dispõe de um gerador de energia que faz com que possa ter autonomia, além de um sistema de comunicação por telefonia celular que permite a transmissão de informação desde locais distantes. Segundo Pereira Filho et al. (2007), foram testados o deslocamento do radar por caminhos abruptos e seu funcionamento em diferentes condições de tempo.

**Tabela 3.1.** Parâmetros principais do MXPOL. Fonte: Adaptado de Pereira Filho et al. (2007).

Descrição do Sistema MXPOL		
Refletor	Pedestal	Receptor
Parabólico	Varredura de azimute 0 - 360°	Dois canais digitais (H, V)
Diâmetro 2,44m	Escaneamento de elevação 0 - 90°	Ruído do radar < 2,5 dB
Ganho da Antena 44 dB	Máximo de escaneamento 36° s <sup>-1</sup>	Intervalo din. (H, V) > 80 dB
HPBW [1]a 3 dB < 1,0°	Imprecisão de apontamento < 0,1°	ADC[1]14 bits
Transmissor		
Magnetron	Pico de potência 80 KW	
Frequência 9,3 - 9,5 GHz	PRF 500 - 5000 Hz	
Largura do pulso 0,2 - 2 µs	Modulador de estado sólido	

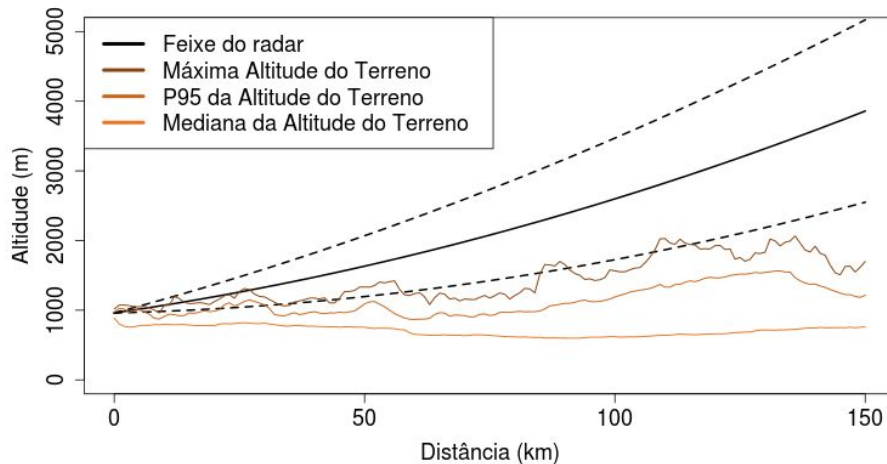
Os principais produtos que podem ser obtidos com o software de processamento de dados brutos do MXPOL são: indicador de posição do plano constante (PPI- sigla do inglês, *Plan Position Indicator*), indicador de distância-altura (RHI- sigla do inglês, *Range Height Indicator*), indicador de posição do plano de altitude constante (CAPPI- sigla do inglês, *Constant Altitude Plan Position Indicator*), ECHO-TOPS, chuva acumulada, perfis de refletividade transversais, previsão de deslocamento de tempestades, trajeto e previsão de tempestades, alertas especiais em tela, água líquida integrada na vertical, velocidade e direção do vento. Estes produtos são obtidos de algumas das variáveis medidas como: refletividade ajustada ( $Z_A$ ) e sem correção ( $Z_{obs}$ ), velocidade radial, largura espectral, refletividade diferencial ( $Z_{DR}$ ), fase diferencial ( $\Phi_{DP}$ ), fase diferencial específica ( $K_{DP}$ ), coeficiente de correlação de grandezas de sinais de co-pol H e cross-pol V e coeficientes de correlação entre fases de sinais co-pol H e cross-pol V (PEREIRA FILHO et al., 2007).



**Figura 3.1.** Localização dos sistemas de medição usados na pesquisa, MXPOL (ponto azul) e rede telemétrica do Alto Tietê (pontos vermelhos).

Nesta pesquisa foram usados os dados de  $Z_{obs}$ ,  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$  do PPI de 0,6 graus de elevação. Na figura 3.2 mostram-se três perfis de altitude do terreno na área de varredura do radar, um deles representa a mediana da altitude do terreno, logo acima o perfil do percentil 95 e no topo destes dois, o de máxima altitude. Mostra-se também a propagação do feixe de 0,6 graus de elevação para uma atmosfera padrão, sendo que as linhas tracejadas são as bordas inferior e superior do feixe, e em preto o eixo central dele. Observa-se que, para uma propagação normal o feixe iria-se bloquear total ou parcialmente como máximo em um de cada 20 azimutes, que depois dos 30 km de distância não existem bloqueios significativos, e que só depois dos 100 km de deslocamento, as observações nesse feixe poderiam ser afetadas pela banda brilhante.



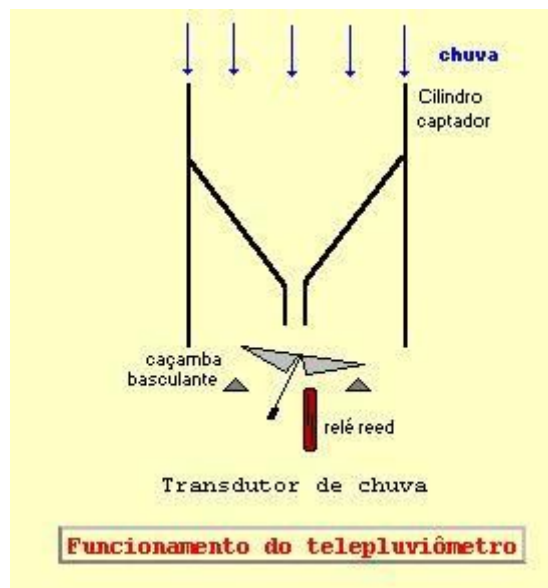


**Figura 3.2.** Propagação do feixe do MXPOL de 0,6 graus de elevação e 1 grau de abertura para uma atmosfera padrão; em linhas tracejadas observam-se os extremos inferior e superior do feixe e em linha preta o seu eixo central. Perfis de altitude do terreno na área de varredura do radar (mediana, 95 percentil e máximo).

### 3.2. Rede telemétrica do Alto Tietê

Os dados de pluviometria que foram usados pertencem à rede telemétrica do Alto Tietê do DAEE. Atualmente a rede conta com 61 postos, sendo normalmente compostos por um pluviômetro e um medidor de nível de água. Os pluviômetros operam 24 horas ao dia, coletam os acumulados registrados a cada 10 minutos e a contagem volta a zero cada dia as 07:00 HL. Desses 61 postos, neste trabalho só se usaram 19 (figura 3.1) devido que a maioria deles foram instalados numa data posterior a 2009 e alguns outros foram excluídos por a baixa correlação ( $R^2 < 0,1$ ) com os dados do radar durante o teste de qualidade dos dados. Os 19 restantes encontram-se num raio entre 10 e 100 km da posição do radar, destes só quatro situam-se depois dos 50 km e 18 dos 19 postos estão entre os 45 e os 135 graus de azimute (figura 3.1).

Os pluviômetros desta rede são do tipo caçamba basculante (figura 3.3), sendo que o recipiente muda de posição ao atingir os 0,2 mm de acumulado. Este movimento faz com que um ímã passe por um relé e emita um sinal que chega até a estação remota, a qual incrementa o valor registrado até esse momento (DA ROCHA FILHO, 2010).



**Figura 3.3.** Esquema de funcionamento dos pluviômetros de caçamba basculante da rede telemétrica do Alto Tietê. Fonte: Adaptado de Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH), Coordenação do SAISP [s.d.].

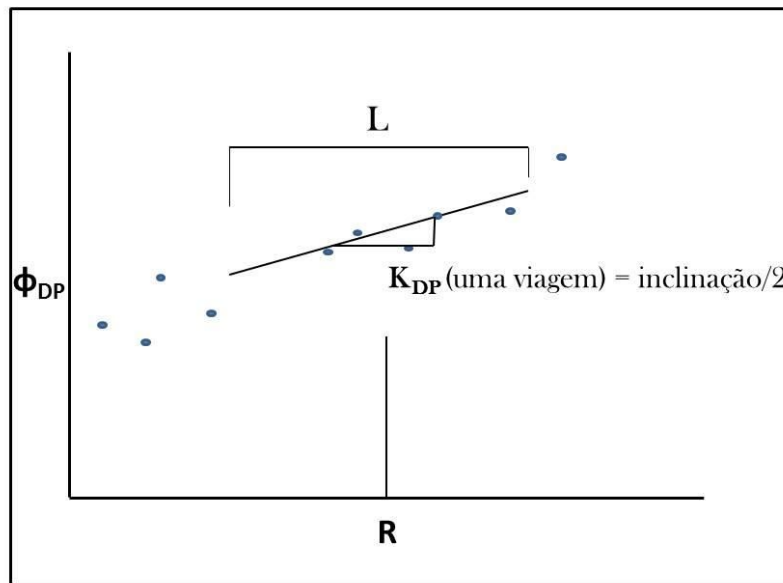
### 3.3.Métodos

A primeira metodologia a ser exposta nesta seção é a usada para recalcular o  $K_{DP}$ , também se apresentará a correção da atenuação feita às variáveis  $Z_{obs}$  e  $Z_{DR}$ . Além disso, é discutido o ajuste dos coeficientes nas relações  $R(VarPol)$  através de um algoritmo de otimização baseado no método de Nelder-Mead (NM). Finalmente na seção se abordarão os erros estatísticos usados para comparar e analisar os resultados do ajuste.

#### 3.3.1. Determinação da $\phi_{DP}$ e do $K_{DP}$

O  $K_{DP}$  obtido diretamente dos arquivos originais do MXPOL foi encontrado pelo método de Inclinação do Ajuste por Mínimos Quadrados (SIGMET-Vaisala Group, 2006). Neste método, o primeiro passo é o desdobramento dos valores originais de  $\phi_{DP}$ , que saíram do processador no intervalo de 0 a 180°. A seguir, se ajusta uma linha reta por mínimos quadrados aos dados de  $\phi_{DP}$  entre os pontos  $R - L/2$  e  $R + L/2$  (Figura 3.4), sendo que  $R$  representa qualquer bin ao longo do feixe e o comprimento de  $L$  é preestabelecido como 5 km, embora pode ser mudado pelo operador do radar. O valor da inclinação da reta ajustada corresponde com o  $K_{DP}$  de segunda viagem, então para ser

consistente com a maioria dos valores da literatura a inclinação é dividida por 2; sendo que a saída final é dada em  $^{\circ}\text{km}^{-1}$ .



**Figura 3.4.** Ilustração do método de obtenção do  $K_{DP}$  original pelo sistema SIGMET. Fonte: Adaptado de SIGMET-Vaisala Group (2006).

Este  $K_{DP}$  original apresenta valores acima dos comumente encontrados na literatura para a chuva. Então, como parte dos objetivos desta pesquisa e com a finalidade de aprimorar a estimativa de chuva, se calcularam novos  $K_{DP}$  mediante outro método. O primeiro passo neste novo algoritmo de obtenção de  $K_{DP}$  é também o desdobramento de  $\Phi_{DP}$ . Logo, devido à grande variabilidade dos dados de  $\Phi_{DP}$  no espaço ao longo dum feixe (pontos verdes na figura 3.5), se determinaram valores representativos da distribuição real de  $\Phi_{DP}$  (pontos pretos na figura 3.5). Estes valores se definiram como a média de  $\Phi_{DP}$  a cada 2 km, sempre que o desvio padrão no intervalo for menor que 5 graus e o número de pixels com valores seja maior ou igual a 3. Para unir estes pontos se usou a equação 3.4 que relaciona  $\Phi_{DP}$  e  $Z$  corrigida (linha roxa na figura 3.5), sendo que esta correção de  $Z_{obs}$  foi feita pelo método modificado de Kraemer (JACOBI; HEISTERMANN, 2016), que não depende de  $K_{DP}$  e sim do próprio  $Z_{obs}$ . Esta equação (3.4) pode-se derivar das relações  $A_H(Z)$  e  $A_H(K_{DP})$  (equações 3.1 e 3.2).

$$A_H = \alpha_1 Z^{\beta_1} \quad (3.1)$$

$$A_H = \alpha_2 K_{DP} \quad (3.2)$$

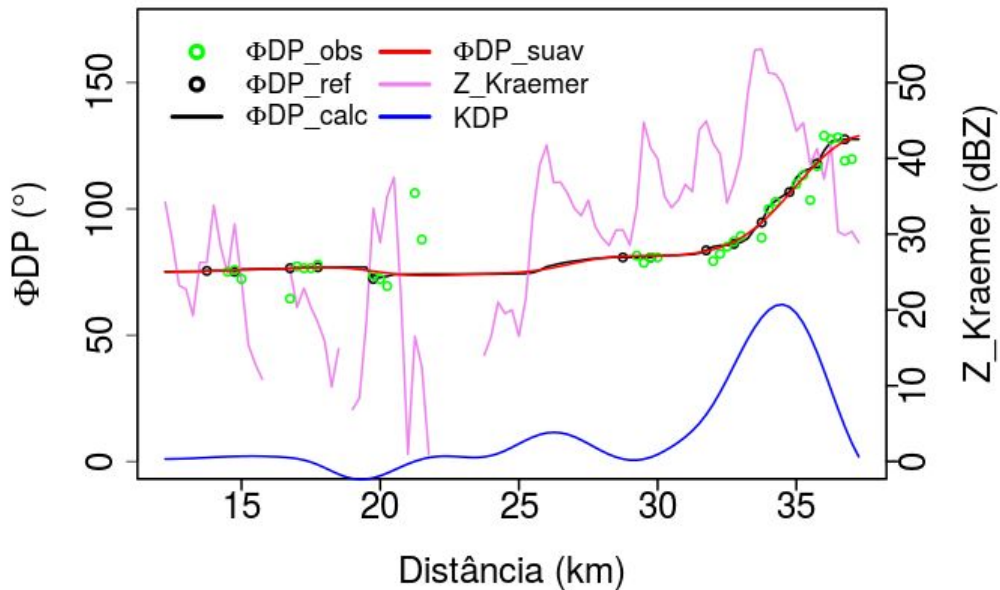
Ao juntar e re-organizar estas equações chega-se na relação de potência entre  $K_{DP}$  e  $Z$  (equação 3.3). Baseado nas simulações feitas por Park et al. (2005a), o coeficiente  $\beta_1$  foi fixado com um valor de 0,78; enquanto que o coeficiente  $\alpha_1$  pode variar entre  $9,8 \times 10^{-5}$  e  $1,7 \times 10^{-4}$  e o  $\alpha_2$  entre 0,14 e 0,34. No entanto, no cálculo dos limites do coeficiente  $\alpha_3$  foi utilizado um intervalo para  $\alpha_2$  similar ao utilizado no método de autoconsistência (i.e.  $0,01 < \alpha_2 < 1,01$ ). Sendo assim,  $\alpha_3$  varia entre 0 e 0,0165.

$$K_{DP} = \alpha_3 Z^{\beta_1} \quad (3.3)$$

Na sequência, a equação 2.21 foi substituída na 3.3. Logo, reajustando os termos se obteve uma relação como se mostra a seguir:

$$\Phi_{DP_{i+1}} = \Phi_{DP_i} + a_3 2d \bar{Z}^{\beta_1} \quad (3.4)$$

Onde  $\Phi_{DP_{i+1}}$  é o valor de  $\Phi_{DP}$  que vai ser calculado na posição  $i + 1$ ,  $\Phi_{DP_i}$  é o  $\Phi_{DP}$  já conhecido da posição  $i$ ,  $d$  é a distância entre as posições  $i$  e  $i+1$ , e  $\bar{Z}$  é a refletividade efetiva média entre as duas posições. Como já foi mencionado, esta é a função com a que se uniram os pontos de referência. Entre cada par de pontos de referência consecutivos foi testado o coeficiente  $\alpha_3$  a cada 0,0005. Para cada trecho o  $\alpha_3$  com que se encontrou a mínima diferença entre o ponto de referência do final do intervalo e o  $\Phi_{DP}$  calculado para essa posição foi o escolhido como ótimo. Para o começo e o final do feixe foi usado um  $\alpha_3$  fixo com o valor de 0,00138, achado como a razão dos valores médios de  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$ . Foi seguindo esses passos que se calculou uma nova distribuição de  $\Phi_{DP}$  (linha preta na figura 3.5). Após obter esta nova distribuição foi aplicado um filtro polinomial do tipo *Butterworth* de terceiro ordem com frequência de 0,1; para suavizar a função. Obtém-se assim a linha vermelha que se observa na figura 3.5, a partir da qual se calcularam finalmente os valores de  $K_{DP}$  (linha azul na figura 3.5), usando a equação 2.21. Este cálculo de  $K_{DP}$  não é o primeiro que usa  $Z$  na sua metodologia, sendo que, na literatura foi encontrado que outro autor já tinha usado  $Z$  para recalculer o  $K_{DP}$  para melhorar o resultado na hora de estimar a taxa de precipitação (LIM et al., 2013).

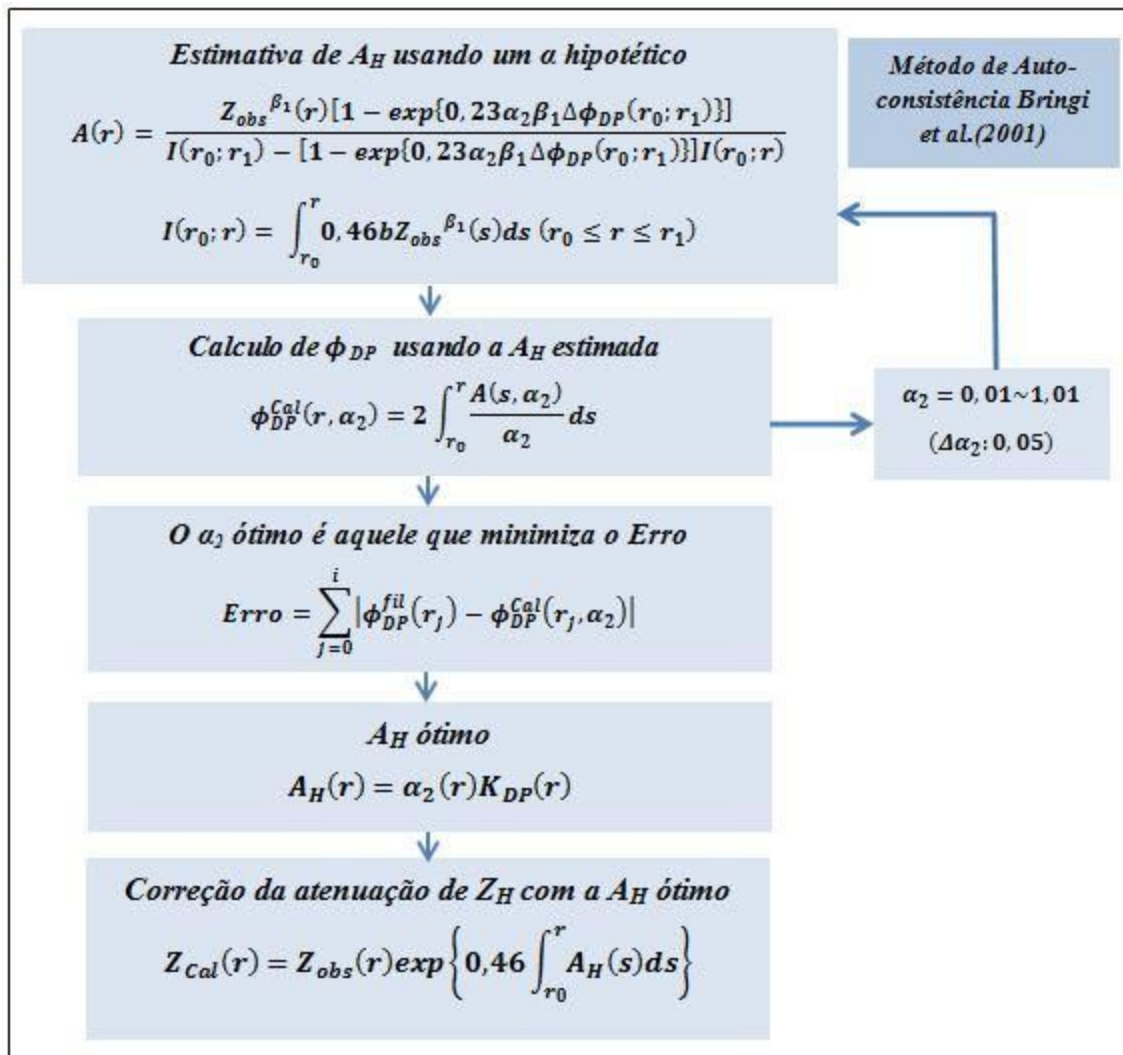


**Figura 3.5.** Exemplo da obtenção do  $K_{DP}$  para um feixe, pelo método desenvolvido nesta pesquisa. Os pontos verdes e pretos representam o  $\Phi_{DP}$  observado e de referência, respectivamente. As linhas roxa, preta, vermelha e azul representam as distribuições de  $Z$  corrigida pelo método modificado de Kraemer, o  $\Phi_{DP}$  recalculado, o  $\Phi_{DP}$  suavizado e o  $K_{DP}$  recalculado, respectivamente.

### 3.3.2. Correção da atenuação dos dados do MXPOL

Antes de realizar a correção da atenuação foram removidos os vieses de  $Z_{obs}$  (-0,46 dB) e de  $Z_{DR}$  (-0,36 dB), obtidos por Ferreira (2010) especificamente para o MXPOL. Pelo fato de  $Z$  e  $Z_{DR}$  serem medições de potência sofrem de atenuação dos seus sinais, e devem ser então corrigidas para não introduzir erro na hora de serem usadas na estimativa de chuva. Por outro lado o  $\Phi_{DP}$  o  $K_{DP}$  não são afetados desta forma, por serem medições de frequência, sendo usadas como base de diferentes métodos da correção de  $Z$  e  $Z_{DR}$  (BRINGI; CHANDRASEKAR, 2001; KIM; MAKI; LEE, 2008; LIU; BRINGI; MAKI, 2006; PARK et al., 2005a; RYZHKOV; ZRNIĆ, 1995; TESTUD et al., 2000).

O método pelo qual se corrigiu a atenuação da potência nos dados desta pesquisa foi a autoconsistência (figura 3.6)(BRINGI; KEENAN; CHANDRASEKAR, 2001), com as modificações feitas para se usar num radar banda X como proposto por Park et al. (2005a, 2005b). Este método usa uma relação linear entre  $K_{DP}$  e  $A_H$ , sendo que neste caso especificamente usou-se o  $K_{DP}$  re-calculado como mostrado na seção 3.3.1.



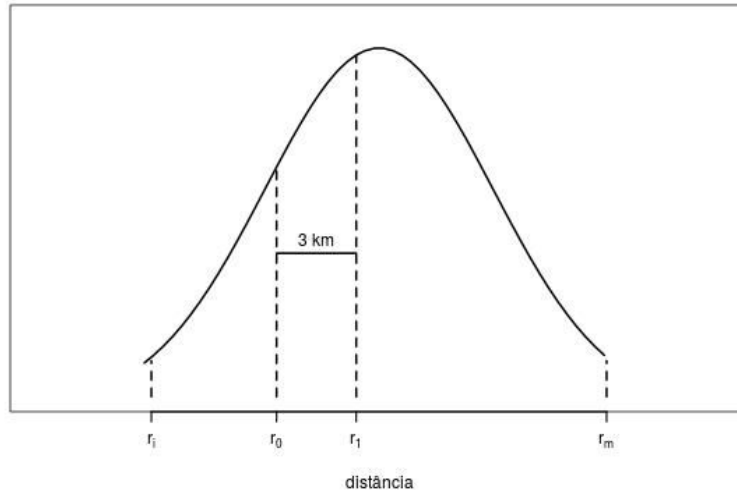
**Figura 3.6.** Diagrama de fluxo do método de autoconsistência de Bringi et al. (2001) . Fonte: Adaptado de(KIM; MAKI; LEE, 2008).

A teoria mostra que  $K_{DP}$  está relacionado com aproximadamente o 4<sup>to</sup> momento da DSD (**M4**), através da equação 2.21 devido a que  $M4 = D_m W$ . Logo,  $A_H$  também possui um vínculo aproximado com **M4** (equação 3.5),

$$A \approx 4,343 \times 10^3 C_\lambda \int D^4 N(D) dD \quad (3.5)$$

Então pode-se relacionar a **A** (diga-se  $A_H$ ) com o  $K_{DP}$  por meio da equação 3.2. Substituindo então a equação 3.2 na 2.27 pode-se obter a refletividade corrigida ( $Z_{Corr}$ ) a uma distância **r** do radar. A qual vai depender de  $Z_{obs}$  em **r**, e os valores do  $K_{DP}$  ao longo do feixe, entre as posições  $r_{inic}$  e **r** ( $r_{inic} < r$ , figura 3.7).

$$Z_{Corr}(r) = Z_{obs}(r) \exp \left\{ 0,46 \int_{r_{inic}}^r \alpha_2 K_{DP} ds \right\} \quad (3.6)$$



**Figura 3.7.** Ilustração relacionada com o método de auto consistência. Os pontos  $r_i$  e  $r_m$  representam o início e o final da célula de precipitação, enquanto que  $r_0$  e  $r_1$  são os extremos dos intervalos de 3 km.

Embora a relação anterior seja utilizada em outros métodos de correção da atenuação (e.g. Testud et al. (2000)), a autoconsistência se caracteriza por não assumir um coeficiente  $\alpha_2$  fixo. Por conseguinte, o primeiro passo deste método é determinar o  $\alpha_2$  ótimo, sendo que este coeficiente tem limites entre 0,01 e 1,01 e foi testado a cada 0,05. Este ótimo se obteve em intervalos de 3 km a partir do começo da área de chuva em cada feixe, deslocando seu centro a cada 1,5 km para maior acurácia (KIM; MAKI; LEE, 2008). Para cada bin ( $r$ ) dentro do intervalo se calculou uma  $A$  estimada (equação 3.7) com cada valores possíveis de  $\alpha_2$ ,

$$A(r) = \frac{Z_{obs}^{\beta_1}(r) [1 - \exp\{0,23\alpha_2\beta_1\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_1)\}]}{I(r_0; r_1) - [1 - \exp\{0,23\alpha_2\beta_1\Delta\Phi_{DP}(r_0; r_1)\}]I(r; r_1)} \quad (3.7)$$

onde,

$$I(r; r_1) = 2 \int_r^{r_1} 0,46 Z_{obs}^{\beta_1}(s) ds \quad (3.8)$$

Sendo que  $r_0$  e  $r_1$  denotam o início e o fim do intervalo de 3 km ( $r_0 < r < r_1$ , figura 3.7). Com estas  $A(s, \alpha_2)$  calculadas e os  $\alpha_2$  correspondentes para cada bin no intervalo, se calculou uma  $\Phi_{DP}$  (diferente da medida pelo radar).

$$\phi_{DP}^{Cal}(r, \alpha_2) = 2 \int_{r_0}^k \frac{A(s, \alpha_2)}{\alpha_2} ds \quad (3.9)$$

O  $\alpha_2$  ótimo foi escolhido em função da minimização do erro determinado segundo a equação 3.10, sendo que a cada 1,5 km se tem um valor diferente de  $\alpha_2$  ótimo. O erro se definiu como:

$$Erro = \sum_{r=r_0}^{r=r_1} \left| \phi_{DP}^{obs}(r) - \phi_{DP}^{Cal}(r, \alpha_2) \right| \quad (3.10)$$

,onde  $\phi_{DP}^{obs}$  e  $\phi_{DP}^{Cal}$  são, a fase diferencial observada pelo radar e a fase diferencial calculada, em cada bin de posição  $\mathbf{r}$  ( $r_0 < r < r_1$ , figura 3.7).

Depois de calcular o  $\alpha_2$  ótimo em cada intervalo estes valores foram substituídos na equação 3.6, e desta foram se corrigiram todos os dados de refletividade correspondentes aos eventos selecionados.

Logo foi corrigida a refletividade diferencial mediante a equação 3.11, onde  $Z_{DR}^{Corr}$  é a refletividade diferencial corrigida,  $Z_{DR}^{obs}$  é a refletividade diferencial sem corrigir e a  $A_{DP}$  é a atenuação diferencial (dada em dBkm<sup>-1</sup>). As variáveis  $\mathbf{r}$  e  $\mathbf{r}_i$  representam a posição do bin no qual vai-se calcular a  $Z_{DR}^{Corr}$  e a posição do bin em que começa a região de precipitação, respectivamente.

$$Z_{DR}^{Corr}(r) = Z_{DR}^{obs}(r) + 2 \int_{r_i}^k A_{DP}(s) ds \quad (3.11)$$

A  $A_{DP}$  pode ser obtida pela equação 3.12, através de uma relação com  $A_H$  como mostrado a seguir.

$$A_{DP}(r) = \beta_2 A_H(r) \quad (3.12)$$

Da mesma forma que  $\alpha_2$  o coeficiente  $\beta_2$  também varia, pelo que Bringi; Keenan e Chandrasekar (2001) propõem calcular um  $\beta_2$  ótimo através da equação 3.13. Diferente do  $\alpha_2$ , o  $\beta_2$  foi obtido para cada intervalo contínuo de precipitação ao longo do feixe.

$$\beta_{otm} = \frac{1}{\alpha_{otm}} \frac{|Z_{DR}^{obs}(r_m) - Z_{DR}^{Corr}(r_m)|}{\Phi_{DP}(r_m) - \Phi_{DP}(r_i)} \quad (3.13)$$

Na equação 3.13,  $\mathbf{r}_i$  e  $\mathbf{r}_m$  denotam as posições dos bins em que começam e terminam as regiões de precipitação no feixe, respectivamente. O  $\alpha_{otm}$  foi calculado



como a média ponderada pelo  $\mathbf{K}_{DP}$  dos valores de  $\alpha_2$  ótimos, determinados na correção de  $\mathbf{Z}$  a cada 1,5 km. O  $Z_{DR}^{Corr}$  na posição  $\mathbf{r}_m$  foi obtido da mesma forma que em Park et al.(2005a), sendo que para os parâmetros  $\mathbf{p}$  e  $\mathbf{q}$  da equação 3.14 se tomaram os valores  $5,28 \times 10^{-2}$  e 0,511, respectivamente (ANDSAGER; BEARD; LAIRD, 1999).

$$Z_{DR}^{Corr}(r_m) = p10 [Z_{Corr}(r_m)] - q \quad (3.14)$$

### 3.3.3. Casamento de coordenadas pluviômetros- radar

Após ter removido o viés e corrigido a atenuação nas variáveis  $\mathbf{Z}$  e  $\mathbf{Z}_{DR}$ , o seguinte passo foi combinar as posições dos pluviômetros com a suas posições correspondentes na grade do radar. As observações foram padronizadas para começar e terminar no mesmo grau de azimute e na mesma distância ao radar. Logo, as posições dos pluviômetros se transformaram de coordenadas em latitude e longitude, a azimute e distância radial ao radar, mediante o auxílio das funções "*bearing*" e "*distGeo*" respectivamente (R CORE TEAM, 2016). Posteriormente, se encontraram os pontos da grade do radar associados à posição exata de cada pluviômetro. Com o intuito de encontrar o ponto de grade que melhor representa o pluviômetro, se compararam os acumulados obtidos com radar no ponto associado ao pluviômetro, e nos oito pontos ao redor dele, com o seu acumulado. Logo, o ponto de grade que mostrara a maior correlação na comparação (para cada evento e cada pluviômetro) foi o escolhido como o ponto que melhor representa o pluviômetro correspondente.

### 3.3.4. Ajuste de coeficientes das relações $\mathbf{R}(\text{VarPol})$

Com as posições dos pixels que representam os pluviômetros em cada evento chuvoso, e com os dados das variáveis polarimétricas e os registros dos pluviômetros prontos para serem usados na estimativa da taxa de precipitação; o próximo objetivo a cumprir foi a otimização dos coeficientes das relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  para estes dados. Primeiramente, foram escolhidos os pares (i.e. combinação de observações do radar e medições do pluviômetro na mesma posição e intervalo de tempo) que mostraram coerência entre os dados de radar e pluviômetro. Este processo de seleção foi principalmente feito através de análises visuais das imagens de radar acopladas com os registros dos pluviômetros, sendo que foram rejeitados os pares de dados donde se

observou que algum pluviômetro não registrou acumulado no momento em que o sistema de precipitação atingia a sua posição, assim como pares onde era visível a extinção total do sinal sobre algum pluviômetro devido a uma atenuação muito intensa. Finalmente, para prever erros associados à resolução dos pluviômetros não se usaram pares de dados onde o pluviômetro acumulou menos de 1 mm de chuva independentemente do tempo de acumulado.

Os ajustes dos coeficientes se desenvolveram então para totais de precipitação de três tempos diferentes, 10 minutos, 30 minutos e uma hora; utilizando o algoritmo de otimização de Nelder-Mead (NASH, 1990). Especificamente, o algoritmo tem a finalidade de determinar os coeficientes com os quais se obtém o mínimo de uma função. Nesta pesquisa, a função a minimizar foi a diferença total entre o acumulado de chuva obtido com o pluviômetro e derivado de observações de radar, para cada uma das cinco relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$ . Desde o ponto de vista geométrico, o método utiliza movimentos de reflexão, contração e expansão dos vértices de um triângulo (para duas dimensões) posicionado no espaço de soluções da função, até que um dos vértices encontre o mínimo. Os coeficientes com os que se inicializaram os cálculos foram tomados da literatura e se mostram na tabela 3.2.

**Tabela 3.2.** Coeficientes de inicialização do algoritmo de otimização de Nelder-Mead para cada uma das relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$ .

Coeficientes de inicialização	Fonte
$R(K_{DP}) = 38,59K_{DP}^{0,834}$	Pruppacher e Beard (1970)
$R(Z) = 0,03646Z^{0,625}$	Marshall-Palmer (1948)
$R(Z, Z_{DR}) = 0,0112Z^{0,89}Z_{DR}^{-4,0964}$	Pruppacher e Beard (1970)
$R(Z_{DR}, K_{DP}) = 66,56Z_{DR}^{-1,4041}K_{DP}^{0,96}$	Pruppacher e Beard (1970)
$R(Z, Z_{DR}, K_{DP}) = 35,1Z^{-0,14}Z_{DR}^{-0,076}K_{DP}^{1,09}$	Anagnostou et al. (2004)

### 3.3.5. Erros estatísticos

O desempenho das relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  determinadas na seção anterior, foi analisado através de alguns erros estatísticos como: a raiz do erro quadrático médio (RMSE - sigla do inglês, “*Root Mean Square Error*”), o erro relativo (ER) e o resíduo (RES) (equações 3.18, 3.19 e 3.20). Nas equações,  $\mathbf{X}_p$  representa o valor de referência

(i.e. as medições dos pluviômetros),  $X_r$  é o valor estimado (i.e. estimações feitas com variáveis polarimétricas) e  $N$  é o número total de pares.

O primeiro destes erros refere-se à qualidade do ajuste das relações e é relativo ao desvio padrão, sendo que pode-se obter mediante a forma:

$$RMSE = \left[ \sum_{j=1}^N \frac{(X_{r_j} - X_{p_j})^2}{N} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.15)$$

O segundo dos erros é a razão entre o erro absoluto e a medida de referência, sendo uma medida de acurácia.

$$ER = \frac{\left( \sum_{j=1}^N \frac{|X_{r_j} - X_{p_j}|}{X_{p_j}} \right)}{N} \times 100\% \quad (3.16)$$

O terceiro erro é o resíduo, que representa a diferença entre o valor estimado e o observado.

$$RES = \frac{\sum_{j=1}^N (X_{r_j} - X_{p_j})}{N} \quad (3.17)$$

Também foi calculado o coeficiente de variação  $R^2$  para cada relação  $R(\text{VarPol})$ , sendo que é uma medida descritiva da qualidade do ajuste das relações. Basicamente, este coeficiente indica a porcentagem da variabilidade nos dados que é explicada pelo modelo de regressão ajustado, ou seja, pelas relações de transformação  $R(\text{VarPol})$ .

Logo, para comparar as distribuições dos erros de cada relação  $R(\text{VarPol})$ , dado que estas não são normais, foi usado o teste não paramétrico de Kruskal-Wallis (KW)(KRUSKAL; WALLIS, 1952), o qual não faz suposições sobre a distribuição de probabilidade da população da variável analisada. Com o teste de KW podem-se comparar três ou mais populações, testando o suposto de que as funções de distribuição de todas as populações são iguais;sendo que, de ser negada a hipótese nula no teste, ao menos uma das amostras é diferente das outras.

## 4. Discussão de resultados

Neste capítulo são mostrados e discutidos os resultados desta pesquisa. A primeira seção apresenta um resumo dos eventos e sistemas precipitantes estudados. A seguir são analisados os resultados do cálculo de  $K_{pp}$  e a correção da atenuação (seção 4.2 e 4.3). Finalmente, se apresentam os erros obtidos com cada método exposto, sua coerência com a literatura, e sua variação em função da intensidade de precipitação e a distância (seção 4.5).

### 4.1. Descrição geral dos eventos.

Nesta pesquisa foram estudados 13 eventos de precipitação, que aconteceram entre dezembro de 2008 e maio de 2009. Sendo que 4 destes foram nos meses de outono (março, abril e maio), e os outros 9 no verão (dezembro, janeiro e fevereiro). O maior número de eventos foram desenvolvidos entre a tarde e a noite (7 eventos), embora também ocorreram nos períodos da madrugada (4 eventos) e na manhã (2 eventos).

**Tabela 4.1.** Data, horário de início e fim, morfologia e direção de deslocamento dos eventos estudados nesta pesquisa.

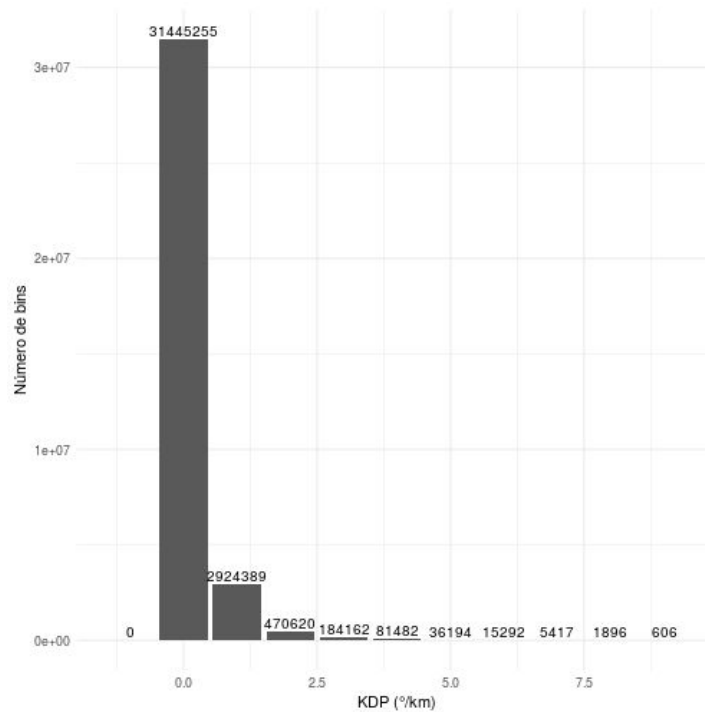
Data	Hora de início (HL)	Hora de fim (HL)	Morfologia do sistema	Direção de deslocamento
28 de dezembro de 2008	17:40	21:41	CI	NE
02 de janeiro de 2009	18:19	06:20	BD	L
04 de janeiro de 2009	01:21	03:20	BD	NE
07 de janeiro de 2009	17:43	19:40	CI	SE
11 de janeiro de 2009	05:08	08:10	BD	SSE
14 de janeiro de 2009	00:02	07:00	LI	SE
16 de janeiro de 2009	20:00	06:00	BD	SE
17 de janeiro de 2009	18:20	22:20	LI	SE
20 de janeiro de 2009	16:50	00:50	BD	SE
14 de abril de 2009	17:59	21:00	BM	NE
14 de maio de 2009	20:40	23:40	LI	LSE
26 de maio de 2009	03:50	04:50	BD	NE
27 de maio de 2009	09:00	10:01	LI	E

Foram observados quatro tipos de morfologias: convecção isolada (CI, 2 eventos), bandas dispersas (BD, 6 eventos), linhas de instabilidade (LI, 4 eventos) e Brisa Marítima (BM, 1 evento). Os dois eventos de CI tiveram lugar no verão, e

começaram em horas da tarde em um ambiente dominado por altas pressões em superfície. Das 4 LI observadas, uma foi pré-frontal (14 de maio de 2009) e as outras 3 estiveram associadas à presença de cavados e difluência em 250 hPa. Todas elas se deslocaram em direção leste ou sudeste, e não mostraram preferência por algum período do dia em específico. De todos os eventos, a LI do dia 14 de janeiro de 2009 provocou o máximo acumulado de chuva medido por alguns dos pluviômetros em uma hora, sendo de 33,8 mm. Os 6 eventos com estrutura de BD aconteceram como resultado de sistemas como frente fria estacionária ou Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), além de cavados e difluência em 250 e 500 hPa. O único evento visivelmente influenciado pela BM ocorreu na tarde do 14 de abril de 2009, em uma atmosfera que apresentava cavados em 250 hPa e superfície. O seu deslocamento foi em direção nordeste.

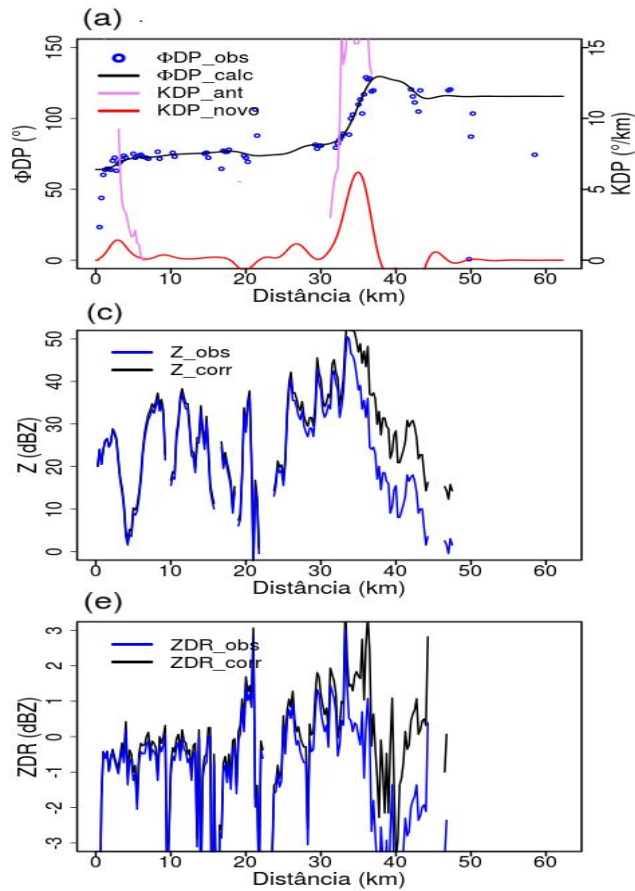
#### **4.2. Cálculo de $K_{DP}$**

Como exposto na seção 3.3.1, o  $K_{DP}$  foi recalculado antes de ser usado na correção da atenuação e na estimativa de chuva. Os valores de estes novos  $K_{DP}$  se apresentam no histograma da figura 4.1, com base nos pixels com  $Z > 10$  dBZ de 734 observações. O histograma mostra que o 89,4 % dos valores são menores de  $0,5 \text{ }^\circ\text{km}^{-1}$ , os quais se encontram geralmente associado a gotículas pequenas quase esféricas (para o tipo de precipitação na região de estudo). O  $K_{DP}$  esteve restrito entre 0 e  $10 \text{ }^\circ\text{km}^{-1}$ , coincidindo com o intervalo definido por Rinehart (2004) para valores típicos de  $K_{DP}$  na chuva. A distribuição observada no histograma é semelhante à encontrada por Albrecht et al. (2012) para o Vale de Paraíba em simulações feitas com medições de DSD.



**Figura 4.1.** Histograma dos valores de  $K_{DP}$  recalculado em 734 observações.

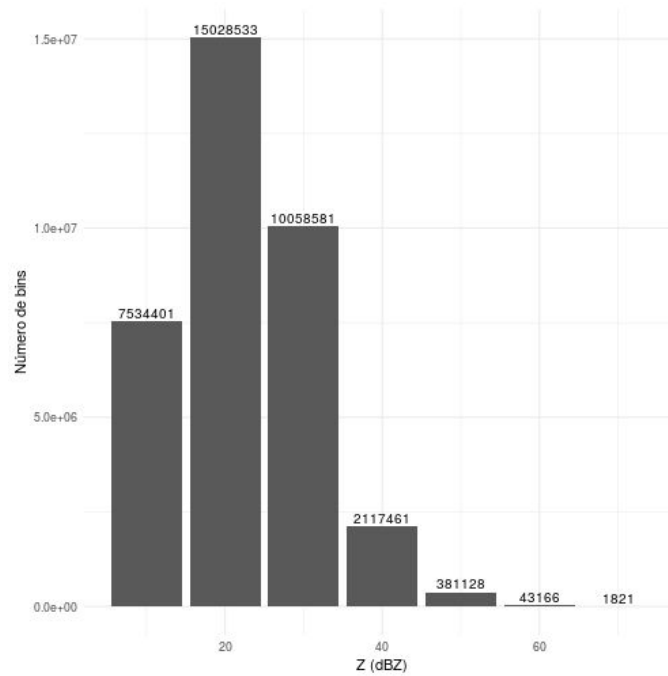
Na figura 4.2 se apresentam  $\Phi_{DP}$  e  $K_{DP}$  observados e recalculados (figura 4.2a-b), assim como  $Z$  (figura 4.2c-d) e  $Z_{DR}$  (figura 4.2e-f) observados e corrigidos, pertencentes a um feixe de uma observação do MXPOL do dia 16 de janeiro de 2009 (figura 4.2a,c, e) e outro de uma observação do dia 17 de janeiro de 2009 (figura 4.2b, d, f). Os gráficos a e b mostram o  $\Phi_{DP}$  observado com pontos azuis, e em linhas preta, roxa e vermelha o  $\Phi_{DP}$  calculado, o  $K_{DP}$  original e o  $K_{DP}$  recalculado, respectivamente. Observa-se que o  $\Phi_{DP}$  calculado ajusta-se muito bem aos valores observados de  $\Phi_{DP}$ , embora existam trechos no  $\Phi_{DP}$  calculado com tendências decrescentes, que causam valores negativos no  $K_{DP}$ . Os valores do  $K_{DP}$  calculado, quando comparado com o  $K_{DP}$  original, sugerem uma superestimação deste último (figura 4.2a,b). Além disso, o novo método para calcular o  $K_{DP}$  evita pulos irrealistas desta variável, principalmente em áreas com muito ruído no  $\Phi_{DP}$  (e.g. após os 40 km na figura 4.2b). Destaca-se também que os novos valores de  $K_{DP}$  mostram coerência com os valores de  $Z$  e  $Z_{DR}$  ao longo do feixe (figura 4.2 c-f).



**Figura 4.2.** Resultado de recalculer o  $K_{DP}$ (a) num raio da observação do dia 16 de janeiro de 2009 às 23:25 HL, e (b) num raio da observação do dia 17 de janeiro de 2009 às 18:30 HL . Amostras de  $Z$  e  $Z_{DR}$  observados e corrigidos (c , e) num raio da observação do dia 16 de janeiro de 2009 às 23:25 HL, e (d, f) num raio da observação do dia 17 de janeiro de 2009 às 18:30 HL, respectivamente.

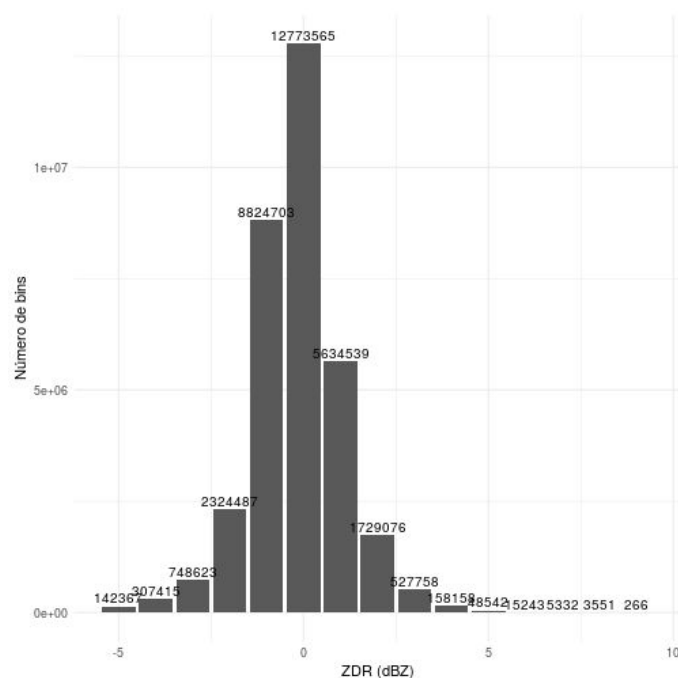
### 4.3. Correção da atenuação

Logo, com o  $K_{DP}$  recalculado se corrigiu a atenuação de  $Z$  e  $Z_{DR}$  pelo método da auto consistência, como mostrado na seção 3.3.2. Os valores corrigidos de  $Z$  e  $Z_{DR}$  se mostram nos histogramas de frequências nas figuras 4.3 e 4.4, onde pode-se observar que, os valores de  $Z$  mais recorrentes (i.e. 42,7 %) estão entre 15 e 25 dBZ, sendo relativos a chuva de natureza estratiforme. A chuva convectiva é evidente a partir de 40 dBZ, e representa menos do 7 % dos valores. Dentro dessa fração menos do 1 % corresponde a  $Z$  maiores a 55 dBZ, a partir dos quais é mais provável a presença de granizo na região de estudo (PUIG, 2017).



**Figura 4.3.** Histograma de Z corrigido em 734 observações.

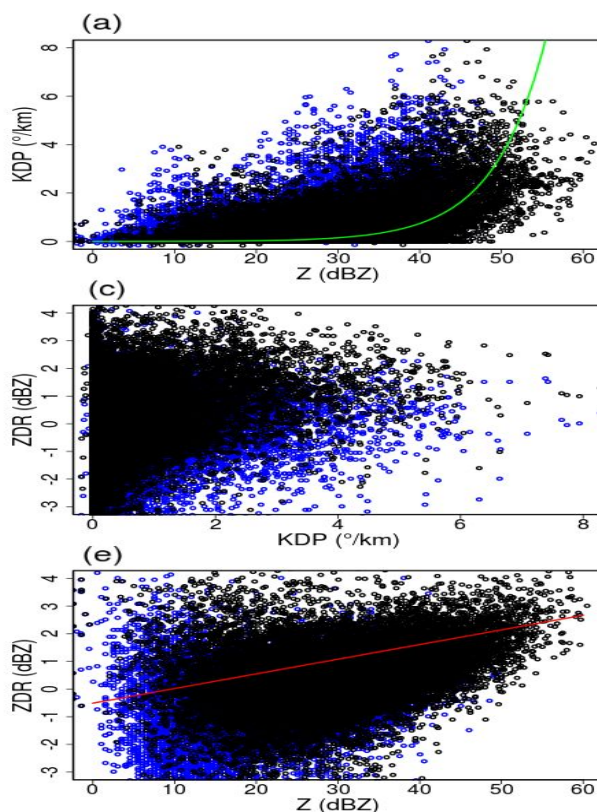
Os  $Z_{DR}$  apresentam-se com maior frequência, um 38,6 %, em valores entre -0,5 e 0,5 dB (figura 4.4). A distribuição observada no histograma da figura 4.4 mostra que valores acima de 3,5 dB são pouco frequentes, sendo que estes estão associados a DSD com  $D_m$  altos, como mostrado na equação 2.16.



**Figura 4.4.** Histograma do  $Z_{DR}$  corrigido em 734 observações.



Nos exemplos apresentados na figura 4.2c-f, ambas variáveis experimentam aumento como resultado da correção. Observa-se como a atenuação começa a se tornar significativa quando os feixes se encontram com células convectiva com refletividade acima dos 40 dBZ. As magnitudes da atenuação total em  $Z$  e  $Z_{DR}$  se mostraram significativas, sendo que para o primeiro exemplo (figura 4.2c, e) foram de 12 e 2,4 dB aos 45 km do radar, enquanto que para o segundo feixe (figura 4.2d, f) foram de 16 e 3,5 dB aos de 60 km.



**Figura 4.5.** Diagramas de dispersão entre (a, b)  $K_{DP}$  e  $Z$ , (c, d)  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$ , e entre (e, f)  $Z_{DR}$  e  $Z$ . Os gráficos a, ce e pertencem às 23:25 HL do dia 16 de janeiro de 2009 e os gráficos b, d e f às 18:30 HL do dia 17 de janeiro de 2009.

A figura 4.5 mostra os diagramas de dispersão das combinações de  $Z$ ,  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$ , com e sem correção da atenuação (pontos pretos e azuis, respectivamente). As linhas verde e vermelha representam as relações teóricas  $K_{DP}(Z)$  e  $Z_{DR}(Z)$  com coeficientes obtidos por Park et al., (2005b) (figura 4.5a, b, e figura 4.5e, f). Os pontos mostrados foram escolhidos em intervalos onde  $\Phi_{DP}$  foi recalculado sem necessidade de utilizar coeficientes fixos na relação entre  $K_{DP}$  e  $Z$  (ver seção 3.3.1). Nas duas observações apresentadas se observam mudanças nas distribuições da  $Z$  e  $Z_{DR}$  após a

correção, sendo que os pontos das variáveis corrigidas ficam mais pertos das linhas de ajuste encontradas por Park et al., (2005b) para um radar banda X.

#### 4.4. Ajuste de coeficientes

Como resultado do processo de seleção dos pares se obtiveram 197, 263 e 222 casos nos intervalos de 10 minutos, 30 minutos e 1 hora; respectivamente. Seguindo a lógica da metodologia, se determinaram os coeficientes através do algoritmo NM para cada uma das cinco relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  e nos três tempos de acumulados de precipitação, como foi mencionado na seção 3.3.4. Os valores encontrados mostram-se na tabela 4.2.

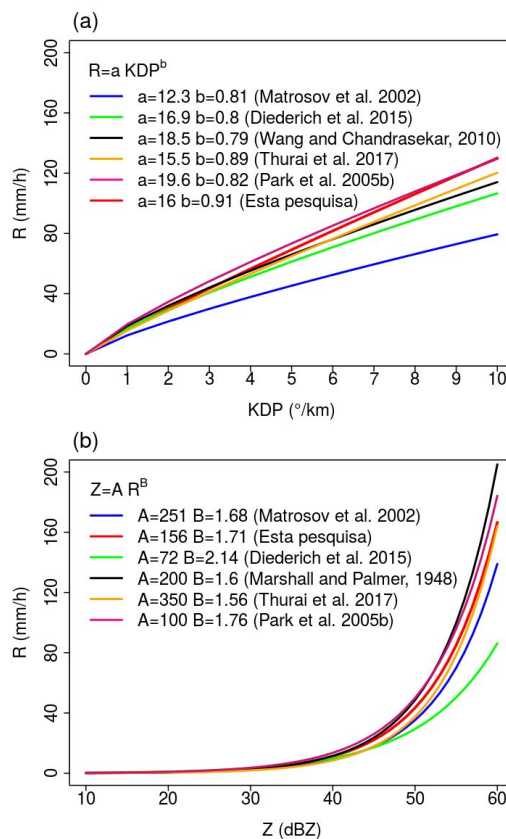
**Tabela 4.2.** Coeficientes ótimos das relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  do MXPOL para acumulados de 1 hora, 30 e 10 minutos.

<b>Relações <math>\mathbf{R}(\text{VarPol})</math></b>	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>d</b>
$R(K_{DP})_{1hora}$	16,05	0,91	-	-
$R(K_{DP})_{30min}$	16,54	0,86	-	-
$R(K_{DP})_{10min}$	19,29	0,81	-	-
$R(Z)_{1hora}$	0,05	0,58	-	-
$R(Z)_{30min}$	0,10	0,52	-	-
$R(Z)_{10min}$	0,59	0,36	-	-
$R(Z, Z_{DR})_{1hora}$	0,04	0,61	-0,19	-
$R(Z, Z_{DR})_{30min}$	0,06	0,59	-0,56	-
$R(Z, Z_{DR})_{10min}$	0,74	0,33	0,34	-
$R(Z_{DR}, K_{DP})_{1hora}$	16,73	-0,15	0,93	-
$R(Z_{DR}, K_{DP})_{30min}$	18,26	-0,43	0,94	-
$R(Z_{DR}, K_{DP})_{10min}$	18,99	0,09	0,80	-
$R(Z, Z_{DR}, K_{DP})_{1hora}$	3,98	0,16	-0,36	0,70
$R(Z, Z_{DR}, K_{DP})_{30min}$	1,12	0,31	-0,83	0,49
$R(Z, Z_{DR}, K_{DP})_{10min}$	21,28	-0,02	0,16	0,80

Pode-se observar na tabela que, enquanto o tempo de acumulados diminui (de 1 hora a 10 minutos) o coeficiente **a** vai em aumento e se mantém numa escala próxima para cada relação, menos para a relação  $\mathbf{R}(Z, Z_{DR}, K_{DP})$ , onde o comportamento deste coeficiente é errático. Isso pode acontecer porque esta é a relação mais complexa, a única que conjuga a principal medição de potência ( $Z$ ), e o  $K_{DP}$ , que depende da frequência do sinal. Os coeficientes **a** das relações que usam  $Z$  ( $\mathbf{R}(Z)$  e  $\mathbf{R}(Z, Z_{DR})$ ) estão entre 0 e 1, entanto os coeficientes **a** daquelas que usam  $K_{DP}$  ( $\mathbf{R}(K_{DP})$  e  $\mathbf{R}(Z_{DR}, K_{DP})$ ) apresentam-se entre 16 e 20, sendo que, esta diferenças de dimensão entre os

coeficientes **a** destes dois grupos de relações poderia explicar a variabilidade deste coeficiente para  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{\text{DR}}, \mathbf{K}_{\text{DP}})$  entre 10 minutos e uma hora.

Segundo Matrosov et al.(2002) e Gorgucci et al.(2000), o coeficiente **a** da relação  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{\text{DP}})$  depende do fator de forma da gota como se mostrou na seção 2. Nesta pesquisa os coeficientes **a** obtidos para as relações  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{\text{DP}})$ , encontram-se no intervalo que na literatura se estabelece como típico (de 12 até 20). Logo, o coeficiente **b** é maior que o limite superior da literatura (0,85) só para os acumulados de uma hora.



**Figura 4.6.** Distribuições de (a)relações  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{\text{DP}})$  testadas para  $\mathbf{K}_{\text{DP}}$  de 0 a 10  $^{\circ}\text{km}^{-1}$ ,e de (b) relações  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ testadas para  $\mathbf{Z}$  de 0 a 60 dBZ.

Na figura 4.6a podem-se observar várias relações  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{\text{DP}})$  derivadas para radares banda X (DIEDERICH et al., 2015; MATROSOV et al., 2002; PARK et al., 2005b; THURAI et al., 2017; WANG; CHANDRASEKAR, 2010), incluindo a encontrada nesta pesquisa para uma hora de acumulados.No intervalo de 0 até 4  $^{\circ}\text{km}^{-1}$ , a relação que foi obtida na presente pesquisa tem um comportamento similar à maioria das relações mostradas, com exceção de Matrosov et al.(2002) e Park et al.(2005b), sendo que estas últimas são os extremos inferior e superior de **R** neste intervalo de  $\mathbf{K}_{\text{DP}}$ . Para  $\mathbf{K}_{\text{DP}}$  maiores de 4  $^{\circ}\text{km}^{-1}$  a relação ajustada nesta pesquisa começa a ficar por cima das

outras e mais próxima da relação de Park et al. (2005b), sendo que para mesmos valores de  $K_{DP}$ , a  $R$  obtida é de maior intensidade que as outras relações. Este comportamento é consequência das diferenças entre os coeficientes aqui obtidos e os da literatura. O que pode ser provocado por os coeficientes desta relação serem ajustados sobre valores de  $K_{DP}$  que provavelmente foram subestimados devido ao suavizado no seu cálculo.

A relação  $R(Z)$  é comumente usada na literatura no sentido inverso, estabelecendo  $Z$  em função de  $R$  como se mostra na equação 1.1. Os coeficientes desta relação têm uma faixa de valores típicos de uma alta variabilidade. Sendo que, o coeficiente  $B$  varia de 1 a 2 (RAGHAVAN, 2003), e podem-se encontrar valores extremos de  $A$  tais como 31 e 830 (ROSENFELD; ULBRICH, 2003). Esta variabilidade deve-se principalmente a sua dependência da DSD da chuva, e a erros na obtenção de  $Z$ . Os coeficientes  $A$  e  $B$  encontrados para o MXPOL para acumulados de 1 hora são 156 e 1,71 respectivamente. Na figura 4.6b é mostrada uma comparação entre a relação  $R(Z)$  obtida nesta pesquisa para uma hora de acumulados, e as relações  $R(Z)$  utilizadas por outros autores para radar banda X (DIEDERICH et al., 2015; MARSHALL; PALMER, 1948; MATROSOV et al., 2002; PARK et al., 2005b; THURAI et al., 2017). A relação  $R(Z)$  desta pesquisa tem um comportamento médio em relação as outras relações mostradas. Ou seja, embora seus coeficientes não sejam exatamente próximos dos coeficientes das outras relações, com exceção da relação  $R(Z)$  de Park et al. (2005b), consegue atingir valores de  $R$  relativamente próximos aos encontrados pelas outras relações mostradas no gráfico, para os mesmos valores de  $Z$ .

Ao comparar os coeficientes ajustados da relação  $R(Z, Z_{DR})$  para uma hora de acumulados com os coeficientes desta relação usados por outros autores (BRANDES; ZHANG; VIVEKANANDAN, 2002; MATROSOV, 2010; PRUPPACHER; BEARD, 1970) se encontraram algumas divergências. Por exemplo, para  $Z_{DR}$  menores (maiores) de 0,7 dB, a  $R$  obtida da relação ajustada nesta pesquisa é menor (maior) que a de Pruppacher e Beard (1970), para praticamente todo o domínio de  $Z$  testado ( $0 \text{ dBZ} < Z < 50 \text{ dBZ}$ ). Com as relações de Brandes; Zhang e Vivekanandan (2002) e Matrosov (2010) acontece exactamente igual, porém o limiar de  $Z_{DR}$  mudou para 1,2 dB.

Da mesma forma, ao comparar os coeficientes da relação  $R(Z_{DR}, K_{DP})$  ajustados nesta dissertação, e os derivados por Koffi et al. (2014), se conclui que a  $R$  calculada com a primeira destas é maior (menor) que a obtida com a relação ajustada nesta

pesquisa, para  $Z_{DR}$  menores (maiores) de 0,5 dB e qualquer valor de  $K_{DP}$ . No entanto, pode-se observar proximidade nos valores dos coeficientes destas duas pesquisas ( $a = 15,13$ ;  $b = -0,29$  e  $c = 0,94$  em Koffi et al.(2014)). Logo, os valores de  $R$  derivados desta dissertação são menores (maiores) que os obtidos com os coeficientes de Kimetal. (2016), para  $Z_{DR}$  maior (menor) de 3 dB, independentemente do  $K_{DP}$ . Ao contrastar as duas relações, nota-se que os coeficientes  $a$  e  $b$  de Kim et al. (2016) são bem diferentes ( $a = 74,8$  e  $b = -1,55$ ), porém o coeficiente  $c$  mostra similaridades com o encontrado nesta pesquisa ( $c = 0,97$ ). Pode-se concluir que o  $K_{DP}$  é a variável que mantém uma maior consistência em relação a Kim et al. (2016).

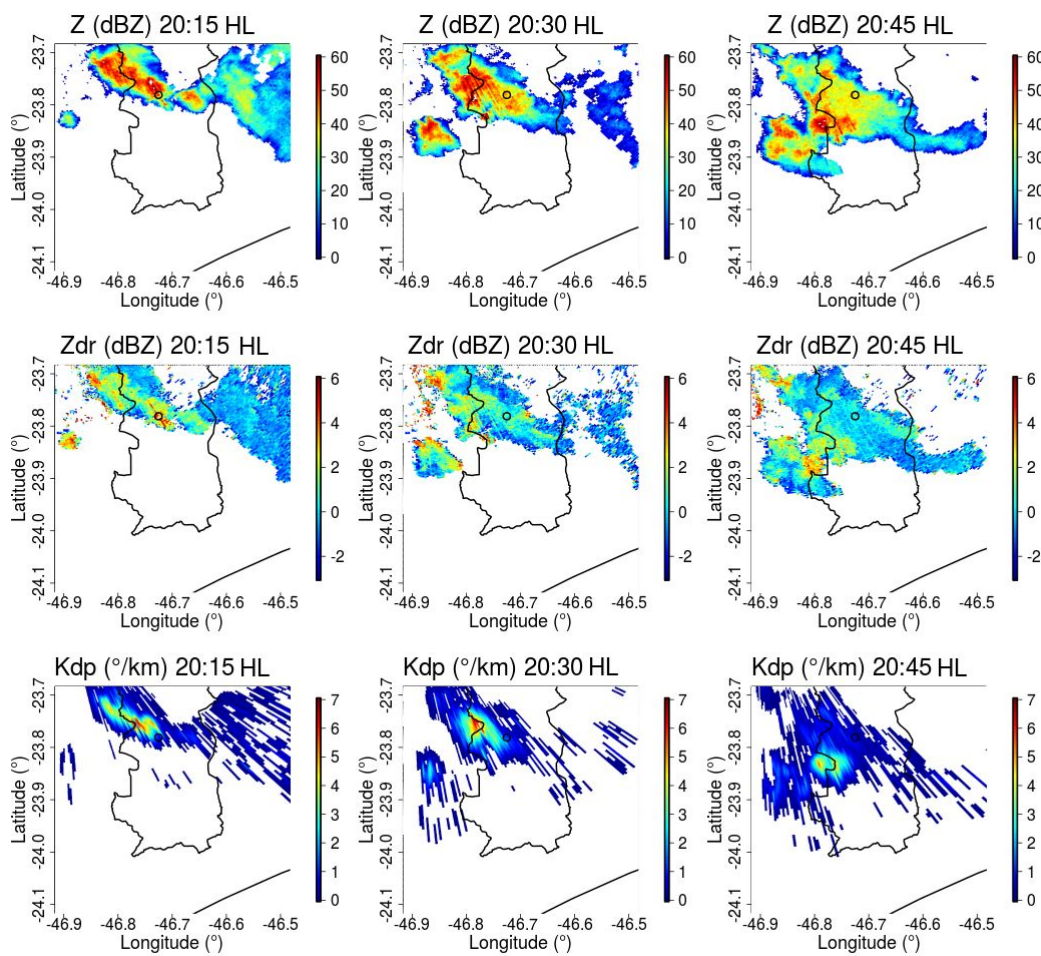
Segundo Matrosov et al.(2002), o coeficiente  $a$  da relação  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  pode mudar em função da velocidade terminal das gotas como consequência das diferenças de densidade na altura. Sendo que, o  $a$  obtido por esses autores a partir de uma DSD lhe foi aplicado um coeficiente de correção de altitude, tornando-o variável. Por conseguinte, difere dos coeficientes  $a$  da relação  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  obtida nesta pesquisa. Os outros coeficientes achados por estes autores ( $b = 0,3$ ;  $c = -0,84$  e  $d = 0,5$ ) apresentam grandes semelhanças com os encontrados nesta pesquisa para acumulados de 30 minutos especificamente (tabela 4.2), mas não tanto assim para os coeficientes de uma hora de acumulados.

#### 4.4.1. Exemplo de caso com coeficientes ajustados

O exemplo que se mostra a continuação corresponde ao deslocamento de uma área convectiva pela zona sul do município São Paulo, no dia 16 de janeiro de 2009 no período das 20:00 às 21:00 HL. Pretende-se mostrar a correspondência entre as variáveis polarimétricas como se observam nas imagens de radar, a medição do pluviômetro correspondente, e os acumulados obtidos de cada uma das relações  $R(\text{VarPol})$ . Na figura 4.7 podem-se observar as imagens das 20:15, 20:30 e 20:45 HL, para  $Z$  (primeira linha),  $Z_{DR}$  (segunda linha) e  $K_{DP}$  (terceira linha). O ponto marcado nas imagens representa o pluviômetro que fez a medição de acumulados de chuva durante esse evento. A primeira coisa a sinalizar é, que as imagens na figura 4.7 apontam uma alta correspondência espacial entre as três variáveis. Os valores de  $Z$  que se observaram nesta sequência são 40, 43 e 39 dBZ, e os correspondentes  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$  são 3,3; 2,6 e 0,18 dB e 1,06; 1,26 e 0,39  $^{\circ}\text{km}^{-1}$ , respectivamente. Estes valores de  $Z$ ,  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$  satisfazem

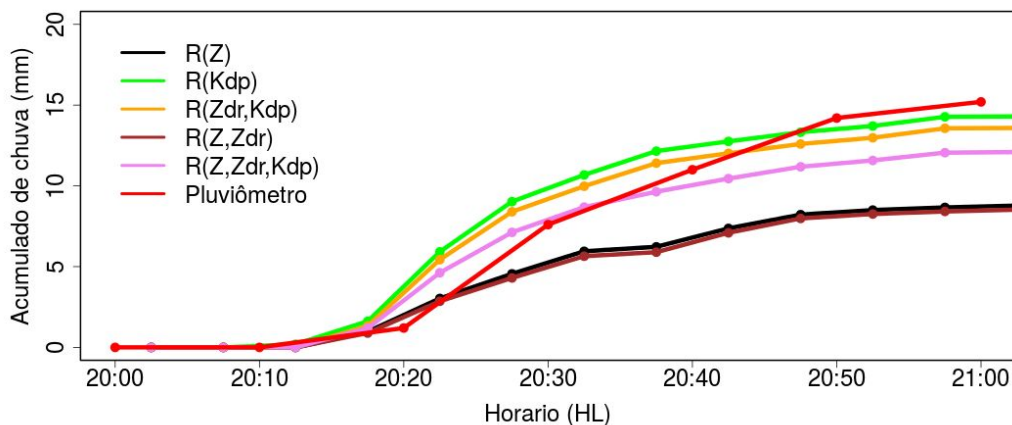
o perfil que Rinehart (2004) estabelece para chuva, sendo  $Z$  entre 20 e 55 dBZ,  $Z_{DR}$  entre 0,5 e 4 dB e  $K_{DP}$  entre 0 e 10  $^{\circ}\text{km}^{-1}$ .

A figura 4.8 mostra o acumulado pelo pluviômetro (em linha vermelha) que se representa na figura 4.7, também os acumulados de radar na posição correspondente, com cada relação  $R(\text{VarPol})$ . Segundo o registro do pluviômetro na figura 4.8 a maior intensidade de chuva teve lugar entre as 20:20 e às 20:30 HL. Isso coincide com o apontado pelos dados de radar, sendo que os maiores valores de  $Z$ ,  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$  se observaram nesse intervalo de tempo,  $Z$  de 46, 44 e 43 dBZ,  $Z_{DR}$  de 3,2; 3,1 e 2,6 dB e  $K_{DP}$  de 3,6; 2,5 e 1,2  $^{\circ}\text{km}^{-1}$ . Também foi encontrada coerência entre o pluviômetro e o radar no horário do início da chuva, no ponto de medição, entre as 20:10 e às 20:20 HL, sendo que o radar começou a obter medições a partir das 20:15 HL.



**Figura 4.7.** Exemplo de medições das variáveis  $Z$ ,  $Z_{DR}$  e  $K_{DP}$ , do dia 16 de janeiro de 2009, das 20:15 HL às 20:45 HL.

Analisando a figura 4.8 observa-se como as relações  $R(Z)$  e  $R(Z, Z_{DR})$  apresentam comportamentos praticamente idênticos. Além disso, são as relações que se mantiveram mais afastadas da linha que representa o acumulado medido pelo pluviômetro, subestimando os acumulados para praticamente todas as  $Z$  observadas. Por outro lado, as relações  $R(K_{DP})$  e  $R(Z_{DR}, K_{DP})$  superestimam a chuva para  $Z$  maiores de 30 dBZ aproximadamente, embora, não conseguem chegar no nível final do pluviômetro, sendo que a partir das 20:50 HL os valores de  $Z$  são de 31, 27 e 25 dBZ. Mesmo assim, foram as relações que mostraram melhor desempenho durante este evento. Já no caso da relação  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$ , começa a superestimar a chuva a partir de  $Z$  maiores de 40 dBZ, enquanto que subestima para  $Z$  em baixo desse limiar. Em geral estas três últimas relações mencionadas fizeram uma boa estimativa.



**Figura 4.8.** Acumulados de chuva com cada uma das relações  $R(\text{VarPol})$ , e com o pluviômetro que corresponde às medições das variáveis polarimétricas no radar. No dia 16 de janeiro de 2009, das 20:00 HL às 21:00 HL.

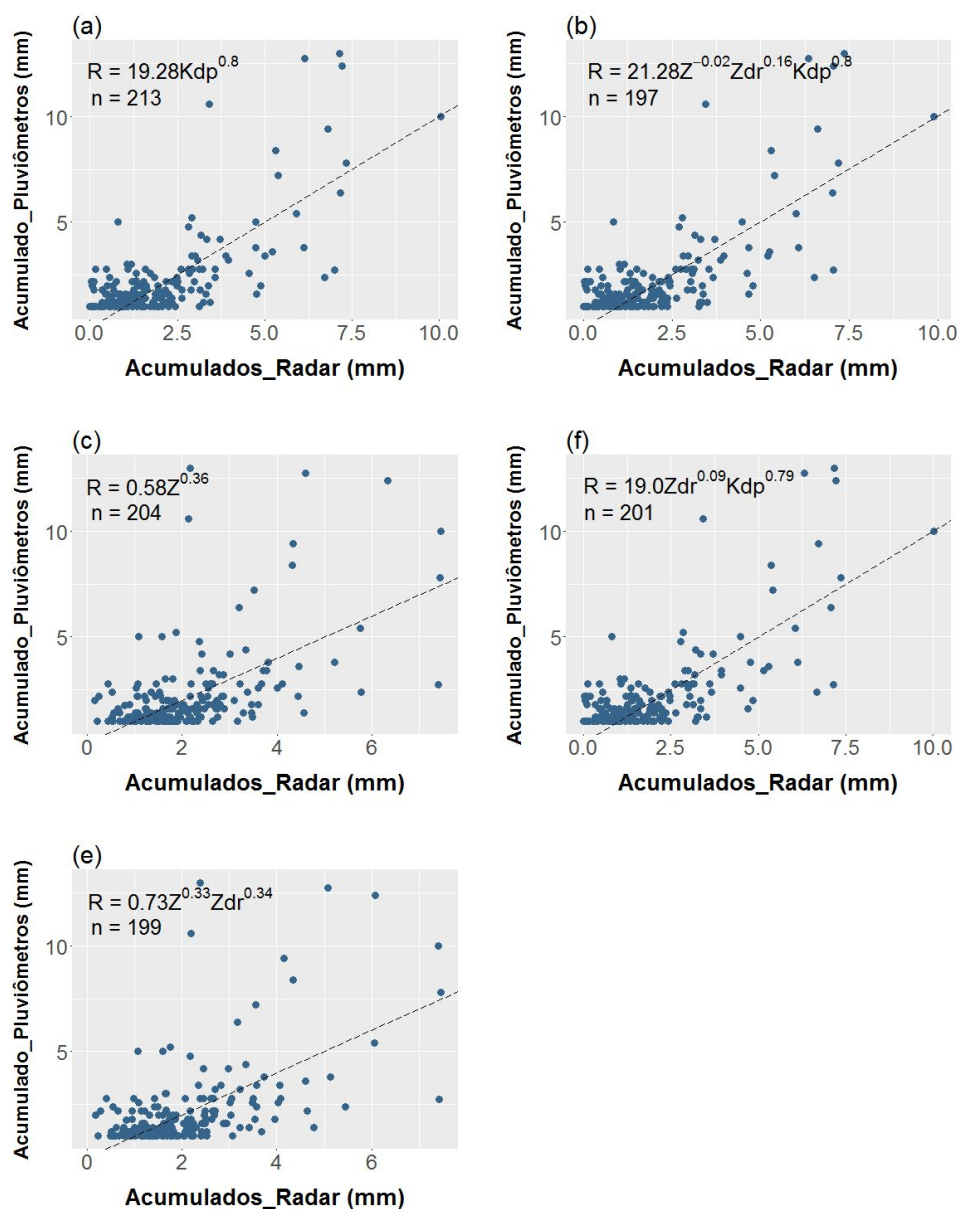
#### 4.5. Performance das relações $R(\text{VarPol})$

Nesta seção são analisados os resultados obtidos pelas cinco relações  $R(\text{VarPol})$  nos intervalos de acumulados de 1 hora, 30 e 10 minutos. Porém, o maior foco será dado às relações determinadas em 1 hora, devido a seus menores erros quando comparado com os pluviômetros. A existência de diferenças entre as relações é avaliada por testes estatísticos.

Na figura 4.9 são mostrados diagramas de dispersão dos acumulados de precipitação estimados com radar e medidos com pluviômetro em intervalos de 10

minutos. Uma característica comum nos cinco gráficos é a presença de uma faixa de acumulados de pluviômetros entre 1 e 2 mm que se estende até acumulados de radar de aproximadamente 2,5 mm. Este comportamento pode-se dever à baixa sensibilidade dos pluviômetros diante de chuvas fracas, sendo mais visível para este intervalo de 10 minutos pelo fato de ser o mesmo tempo de frequência de registro da rede telemétrica do Alto Tietê. Ao comparar os gráficos, percebe-se um maior agrupamento dos dados maiores que 4 mm ao redor da linha de ajuste perfeito (linhas tracejadas) nas relações que usam  $K_{DP}$ . Este padrão se reflete nos parâmetros mostrados na tabela 4.3, especialmente na raiz do erro quadrático médio (RMSE) e no coeficiente de variação ( $R^2$ ), onde os valores foram de 1,4 e 1,7 mm para RMSE, e de 0,52 e 0,29 para  $R^2$ , nas relações que incluem e excluem o  $K_{DP}$ , respectivamente.





**Figura 4.9.** Gráficos de dispersão de totais de precipitação de 10 minutos obtidos dos pluviômetros e do radar com cada relação  $R(\text{VarPol})$ .

**Tabela 4.3.** Valores dos erros (ER, RMSE e RES) e dos P\_valores que corresponde a cada um, para as cinco relações  $R(\text{VarPol})$ , para totais de precipitação de 10 minutos.

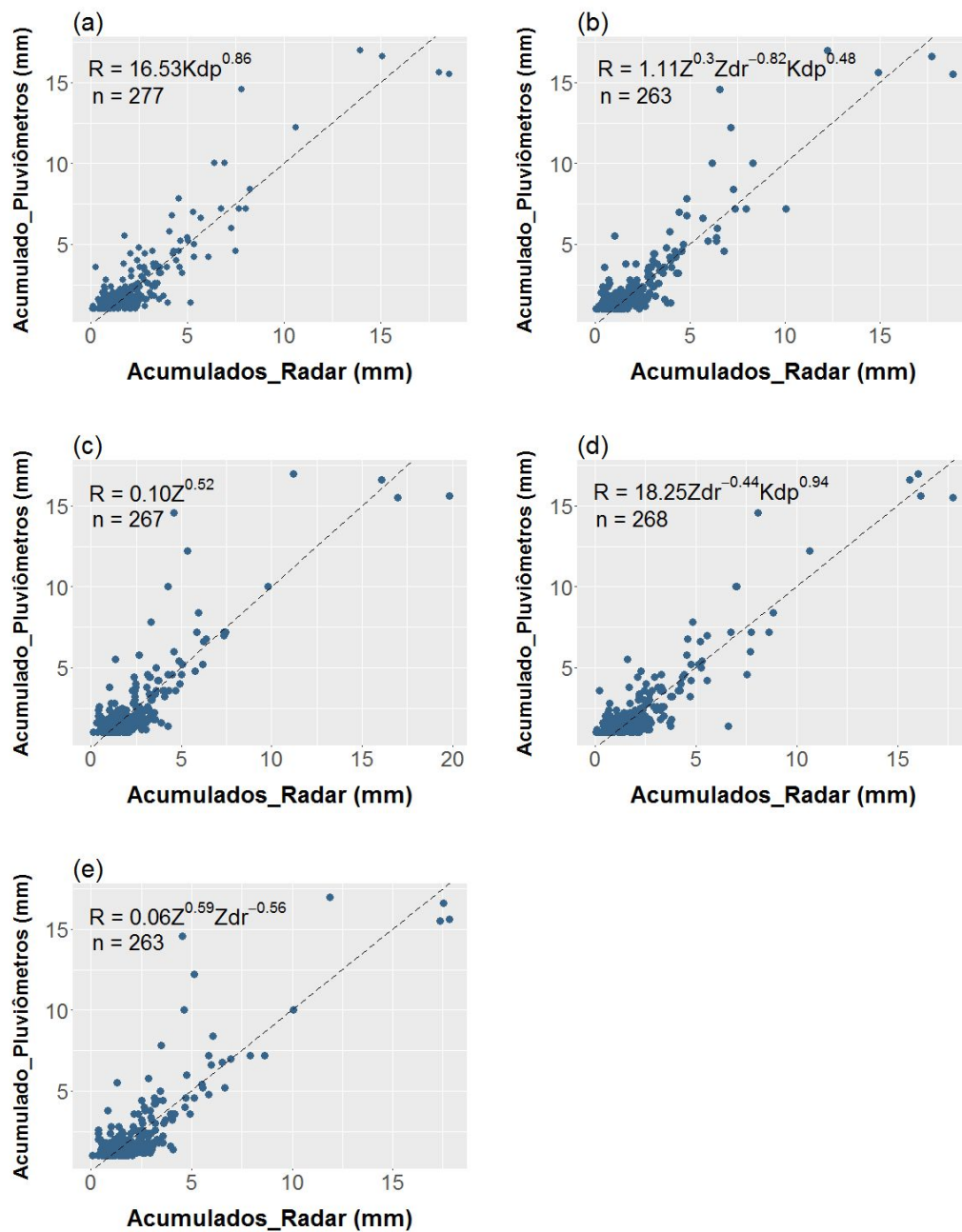
	$R(K_{DP})$	$R(Z)$	$R(Z, Z_{DR})$	$R(Z_{DR}, K_{DP})$	$R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$	P_valor
ER (%)	45,8	47,1	47,8	45,6	45,6	0,9259
RMSE (mm)	1,4	1,7	1,7	1,4	1,4	0,9832
RES (mm)	-0,19	-0,08	-0,09	-0,19	-0,20	0,003437
$R^2$	<u>0,52</u>	0,29	0,29	0,52	0,52	-

Nos erros relativos (ER) as diferenças entre estes grupos foram menos marcantes, sendo que os valores permaneceram na faixa entre 45,6 e 47,8 %. Logo, os P\_valores do teste de KW ao comparar as distribuições de ER e RMSE nas cinco relações, não mostram a existência de diferenças significativas. Entretanto, oRES é mais próximo de zero no grupo sem variáveis de fase, sendo que neste caso, o teste KW sim retornou um P\_valor que mostra diferenças significativas entre as relações.

Autores como ANAGNOSTOU et al. (2004) e PARK et al. (2005b) apontam que é lógico esperar melhores resultados ao aumentar o tempo de integração. Este comportamento acontece como consequência do solapamento de erros, principalmente de aqueles causados por defasagem temporal. Nesta pesquisa, este efeito justifica as melhores performance das relações em totais de precipitação de 30 minutos quando comparadas com os de 10 minutos. Por exemplo, em 30 minutos osER e RMSE diminuíram em todas as relações, mudando em média de 46,4 % para 34,4 %, e de 1,5 mm para 1,2 mm, respectivamente (tabela 4.4). O coeficiente de variação  $R^2$  aumentou como média de 0,43 em 10 minutos a 0,78 em 30 minutos.

$\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  apresentou o ER mais baixo, com 31,9 %, enquanto que  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  registraram o menor RMSE com 1,1 mm.  $R^2$  atingiu um máximo de 0,83 em  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$ , porém não teve muita diferença respeito às outras duas relações que usam  $\mathbf{K}_{DP}$  ( $R^2 = 0,81$ ). O teste de KW não mostrou diferenças significativas entre nenhuma das 5 relações para estes tipos de erro. Similar ao intervalo de 10 minutos, em 30 minutos RES se manteve próximo a zero para todas as relações.

A figura 4.10 contém os diagramas de dispersão dos acumulados de precipitação obtidos com radar e pluviômetros para intervalos de 30 minutos. Observa-se nos cinco gráficos, que para acumulados de pluviômetros menores de 2,5 mm os dados ainda estão muito espalhados. No entanto, os pontos entre 5 e 15 mm se posicionam ao redor da linha de ajuste perfeito, exceto alguns valores subestimados nas relações que utilizam só variáveis de potência (i.e.  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$ ). Destaca-se a grande concordância dos 4 acumulados acima de 15 mm em  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$ , assim como a redução da dispersão destes pontos respeito a  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$ , o que sugere um impacto positivo do uso de  $\mathbf{Z}_{DR}$  em eventos com altas taxas de precipitação. Segundo Maki; Park e Bringi (2005) esta melhoria ocorre devido á relação de  $\mathbf{Z}_{DR}$  com  $\mathbf{D}_m$ , incorporando assim informação sobre a DSD no estimador (i.e.  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$ ).



**Figura 4.10.** Gráficos de dispersão de totais de precipitação de 30 minutos obtidos dos pluviômetros e do radar com cada relação  $R(\text{VarPol})$ .

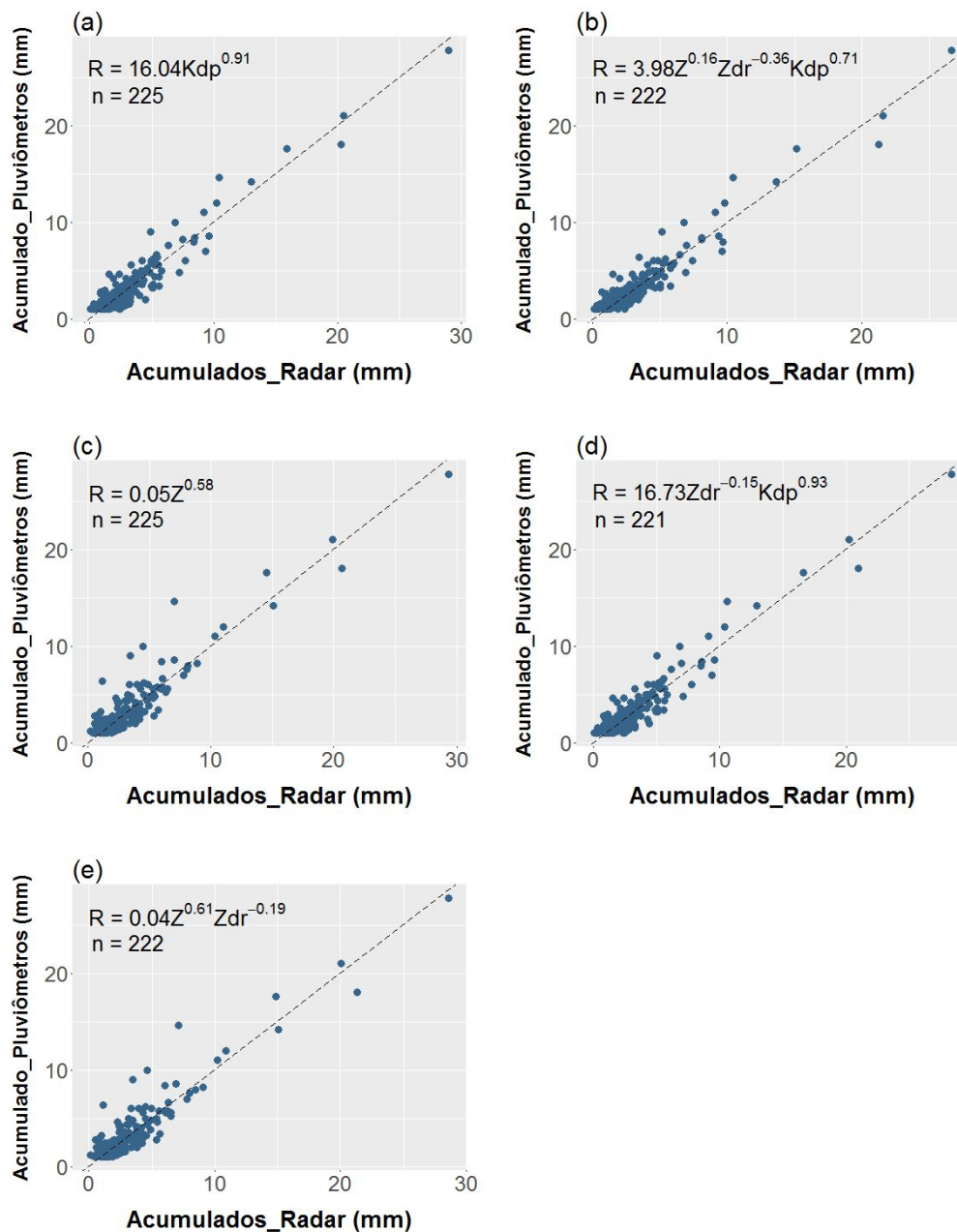
**Tabela 4.4.** Valores dos erros (ER, RMSE e RES) e dos P\_valores que corresponde a cada um, para as cinco relações  $R(\text{VarPol})$ , para totais de precipitação de 30 minutos.

	$R(K_{DP})$	$R(Z)$	$R(Z, Z_{DR})$	$R(Z_{DR}, K_{DP})$	$R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$	P_Valor
ER (%)	35,4	34,7	34,2	35,9	31,9	0,7248
RMSE (mm)	1,1	1,3	1,3	1,1	1,2	0,7367
RES(mm)	-0,13	-0,08	-0,10	-0,14	-0,22	0,0124
$R^2$	0,81	0,73	0,74	0,83	0,81	-

Os resultados obtidos pelas cinco relações em 1 hora mostram melhores desempenhos que nos outros intervalos analisados (tabela 4.5), sendo que a média do ER diminuiu até 28,7 %, assim como a média dos  $R^2$  aumentou até 0,89.

As relações  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ ,  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  apresentaram um ER ao redor de 27 %, e as relações  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  ao redor de 30 %. Analogamente, o RMSE divide as relações em outros dois grupos, um com  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$ , cujo erro foi de 1,2 mm, enquanto que o outro contém  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$ ,  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP}, \mathbf{Z}_{DR})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$ , com 1mm. Embora não tenham sido encontradas diferenças estatisticamente significativas entre estes erros, é possível distinguir a relação  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  como a única que reúne os mínimos dos dois erros para este intervalo de tempo (ER = 27 % e RMSE = 1mm ).

Os P\_valores que devolveram os testes de KW para cada um destes erros, não mostram diferenças significativas entre eles. Este resultado é de esperar em algumas relações, como é o caso de  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$  em correspondência com  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ . Segundo Chandrasekar e Bringi(1988),os resultados da relação  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$  podem não superar os da relação  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ , sendo que, o erro aleatório em  $\mathbf{Z}_{DR}$  mascara qualquer aporte que esta variável possa fazer. No entanto, as outras relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  também não superaram significativamente a relação  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ . Sendo isto consequência de que a maior quantidade dos dados de acumulados são menores de 5 mm em uma hora, o que pode-se associar a chuva fraca, para a qual se espera o melhor performance de  $\mathbf{Z}$ . Ressalta-se também que  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  apresentou resultados semelhantes com os de  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$ ,sendo que se esperam melhores resultados com o uso em conjunto de várias variáveis. Porém, tendo em conta que o  $\mathbf{K}_{DP}$  foi calculado com o auxílio de  $\mathbf{Z}$ , se incorporou informação ao  $\mathbf{K}_{DP}$  que permitiu aprimorar o seu desempenho principalmente para baixas taxas de precipitação.

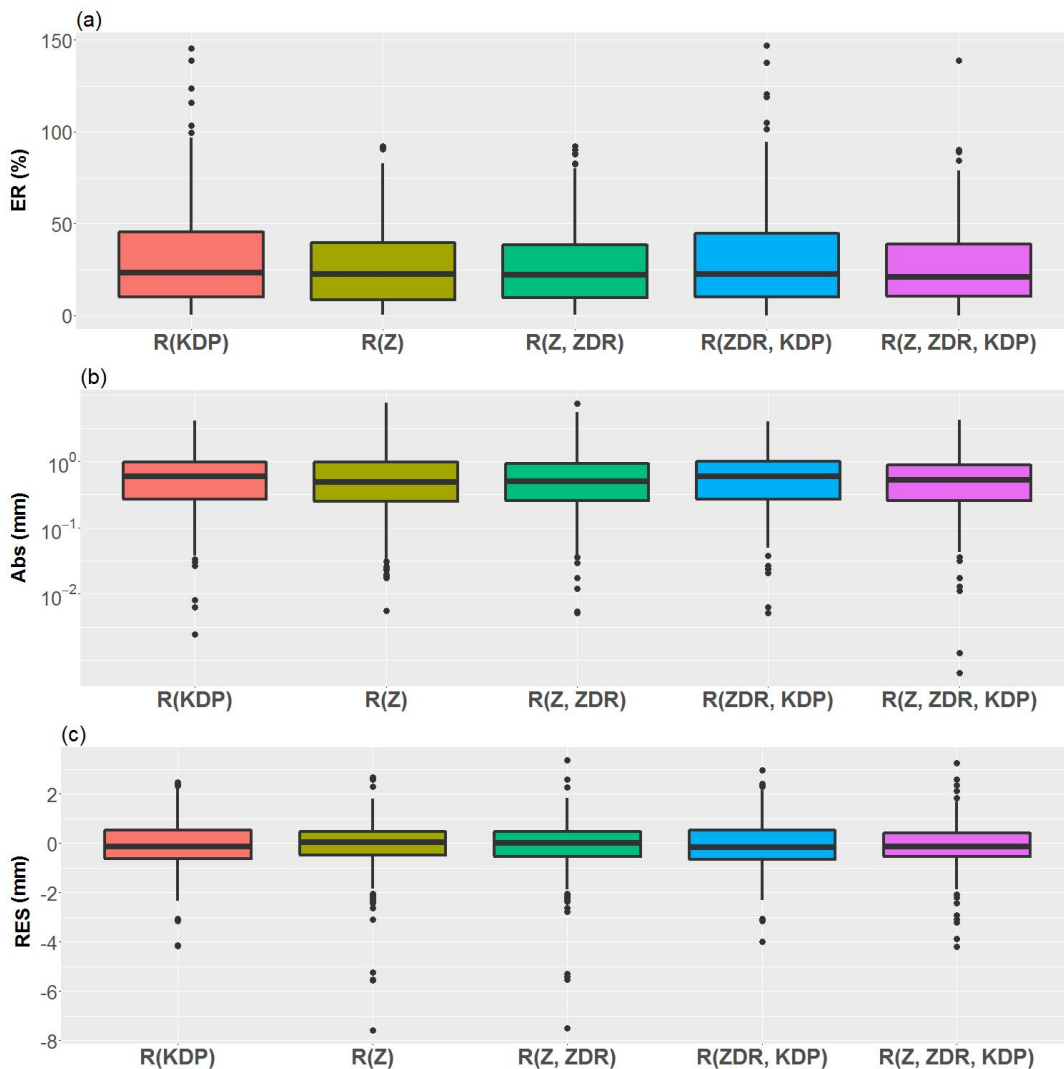


**Figura 4.11.** Gráficos de dispersão de totais de precipitação horários obtidos dos pluviômetros e do radar com cada relação  $R(\text{VarPol})$ .

**Tabela 4.5.** Valores dos erros (ER, RMSE e RES) e dos P\_valores que corresponde a cada um, para as cinco relações  $R(\text{VarPol})$ , para totais de precipitação de 1 hora.

	$R(K_{DP})$	$R(Z)$	$R(Z, Z_{DR})$	$R(Z_{DR}, K_{DP})$	$R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$	P_Valor
ER (%)	30,6	27,4	27,5	30,8	27,2	0,7914
RMSE (mm)	1,0	1,2	1,2	1,0	1,0	0,5311
RES (mm)	-0,10	-0,12	-0,13	-0,11	-0,13	0,604
$R^2$	0,91	0,87	0,87	0,91	0,92	-

As RES médias para uma hora também estiveram perto de zero para as cinco relações. A maior diferença entre os RES em 30 minutos e uma hora foi encontrada para  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$ , indo de -0,22 até -0,13 mm. Os  $R^2$  encontrados para as cinco relações neste intervalo de tempo têm valores altos, e mostram pequenas diferenças entre eles. Embora a diferença entre estes valores seja pequena, é novamente a relação  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  a que obteve o melhor resultado, com  $R^2 = 0,92$ .



**Figura 4.12.** Gráfico tipo caixa dos erros de cada relação para totais de precipitação horárias. (a) erro relativo, (b) erro quadrático e (c) resíduo.

Na figura 4.10 mostram-se os gráficos de caixa das distribuições dos erros de cada relação  $R(\text{VarPol})$  para acumulados de uma hora. Os gráficos de caixa apresentam uma variedade de dados estatísticos, a linha preta mais grossa no meio da caixa representa a mediana da distribuição, os extremos da caixa são o primeiro (P25) e o terceiro (P75) quartil. Logo, as linhas nos extremos por fora da caixa são 1,5 da

diferença interquartílica. Finalmente os pontos por fora destas linhas são valores atípicos (VA) da distribuição.

Analisando estes gráficos (figura 4.10) pode-se confirmar que as medianas dos erros das cinco relações não apresentam diferenças notáveis. Analisando mais detalhadamente cada um dos erros pode-se encontrar que, no ER a principal diferença entre estas distribuições são VA. As relações  $R(K_{DP})$  e  $R(Z_{DR}, K_{DP})$  apresentam cinco e seis VA por cima de 100 %. Entretanto, dos três e seis VA das relações  $R(Z)$  e  $R(Z, Z_{DR})$ , respectivamente, nenhum atinge 100 %, enquanto que só um dos quatro VA em  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  é maior que 100 %.

Encontra-se também que nos RMSE, embora as cinco relações tivessem um número similar de VA,  $R(Z)$  e  $R(Z, Z_{DR})$  atingem VA de até 7,5 mm, entretanto as outras relações ficam só até 4 mm aproximadamente. Além disso, mesmo tendo a mediana na mesma faixa que as outras relações,  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  obteve os menores valores de P75 (0,88) e máximos (1,69). Ao analisar o RES, destaca-se que mesmo sendo as relações  $R(Z)$  e  $R(Z, Z_{DR})$  as que atingem os VA negativos de maior valor modular, são igualmente as que apresentam as medianas mais próximas a zero, sendo além, as únicas medianas positivas. O que sugere que estas relações subestimam a chuva em menor medida que as outras.

#### 4.5.1. Comparação com relações da literatura

Com o intuito de fazer uma "avaliação" dos resultados, nesta seção são comparadas as relações obtidas nesta pesquisa com outras similares encontradas na literatura de estimação de precipitação com radar banda X. Na tabela 4.6, observa-se que os ER, RMSE e  $R^2$  em  $R(Z)$  e  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  possuem magnitudes similares às mostradas na tabela 4.5. Especificamente em  $R(Z)$ , o ER diminuiu em 0,3 %, e o  $R^2$  incrementou de 0,87 na relação ajustada, para 0,88 na de Marshall-Palmer. A  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  calculada com os coeficientes de Matrosov et al. (2010) apresentou uma RES levemente mais negativa. Embora o ER fosse um 13,9 % maior para o  $R(K_{DP})$  de Matrosov (2010), o  $R^2$  de 0,88 confirma a existência de relações lineares entre estes acumulados e os medidos com pluviômetro. A aparente incoerência dos resultados para a  $R(Z_{DR}, K_{DP})$  com os coeficientes de Koffi et al. (2014), onde ER e  $R^2$  são relativamente altos, pode-se justificar pelos altos valores de RES (1,9 mm). A relação

com os maiores erros associados foi  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$  com coeficientes de Kim et al. (2016), sendo que o  $R^2$  ficou abaixo de 0,5.

**Tabela 4.6.** Erros e  $R^2$  das cinco relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  testando coeficientes da literatura.

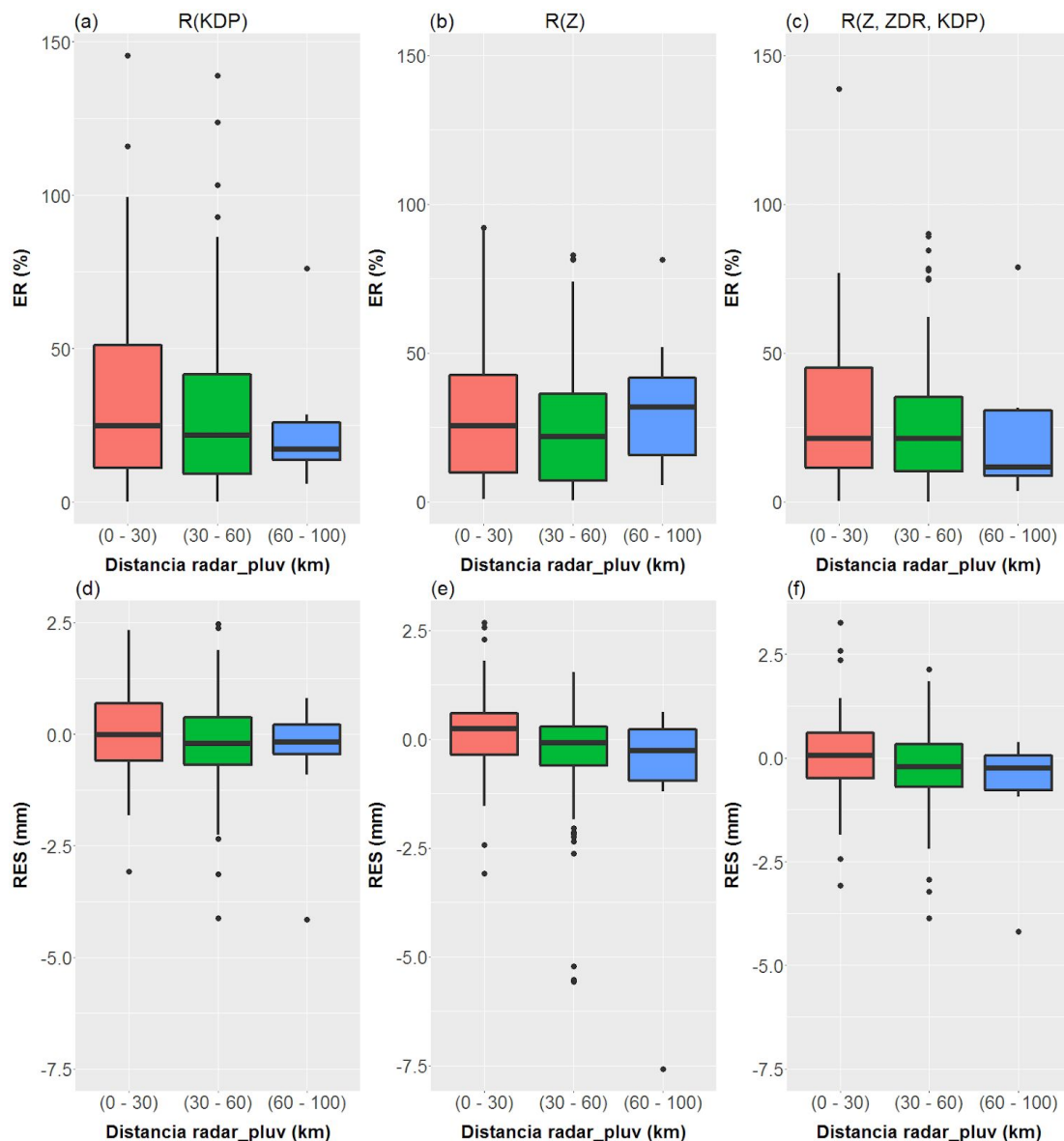
	$\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$	$\mathbf{R}(\mathbf{Z})$	$\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR})$	$\mathbf{R}(\mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$	$\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$
	Matrosov (2010)	Marshall- Palmer (1948)	Kim et al. (2016)	Koffi et al. (2014)	Matrosovetal. (2002)
ER (%)	44,5	27,1	88,0	88,0	26,0
RMSE (mm)	1,3	1,3	5,5	4,2	1,1
RES (mm)	0,53	-0,12	2,29	1,90	-0,26
$R^2$	0,88	0,88	0,48	0,80	0,89

#### 4.5.2. Erros em função da distância e a taxa de chuva

A análise das performances das relações  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ ,  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  será aprofundada nesta seção, por serem as relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  que melhor representam as medições de potência e de fase, tanto por separado ( $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$ ) como integradas ( $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$ ). Com esta finalidade os ER e os RES de cada uma destas relações foram subdivididos e mostrados em gráficos de caixa, em função de intervalos de distância ao radar (figura 4.13) e intervalos de  $\mathbf{R}$  médias em uma hora (figura 4.14).

Nos ER observa-se uma diminuição nas medianas de  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  (figura 4.13a) e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  (figura 4.13c) para o terceiro intervalo (que abrange de 60 até 100 km), entretanto, se observa um aumento em  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ , sendo que os valores das respectivas medianas são 17,3; 11,6 e 31,8 %. Este comportamento das medianas no terceiro intervalo é a principal diferença entre o desempenho dos ER destas relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  em função da distância. O que sugere que a relação  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  é muito mais sensível à distância em que a observação foi feita e que o erro se torna maior assim que se aumenta a distância. Isto corresponde com o que se conhece das medições de potência, as quais são afetadas por atenuação, que depende da distância percorrida pelo sinal.

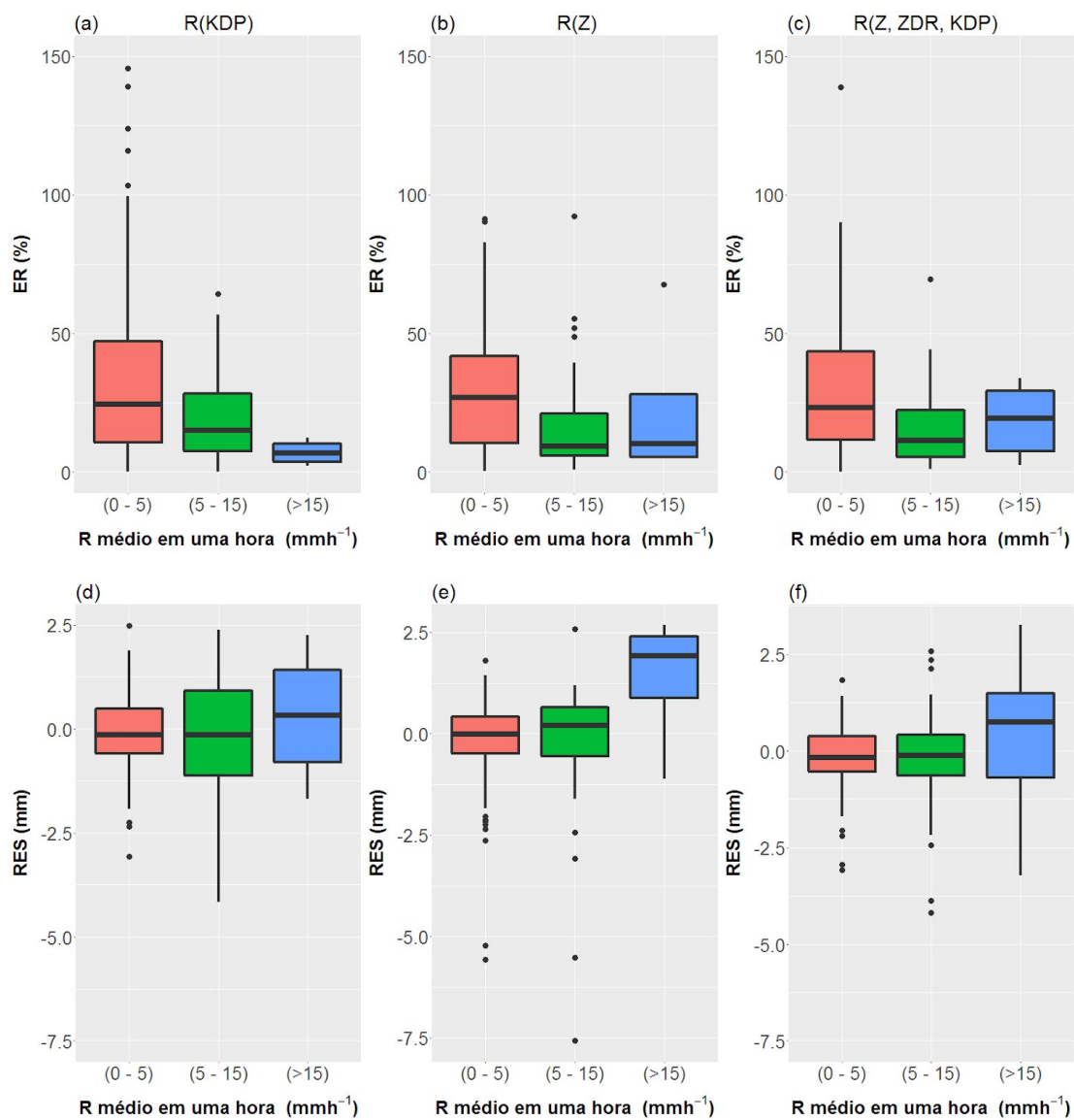




**Figura 4.13.** Gráficos de caixa dos ER e os RES das relações (a,d)  $R(K_{DP})$ , (b, e)  $R(Z)$  e (c, f)  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  em função da distância ao radar.

Nota-se também que a relação  $R(Z)$  não apresentou VA maiores de 100 % para nenhum dos três intervalos de distância, sendo que os máximos para o primeiro e o segundo intervalo são 91,3 e 74,0 %. Por sua vez,  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  apresentou um único VA maior que 100 %, no primeiro intervalo (i.e. de 0 a 30 km) e os máximos para os dois primeiros intervalos foram de 76,9 e 61,9 %. Entretanto, para  $R(K_{DP})$  se encontraram cinco VA entre o primeiro e o segundo intervalo, e os máximos destes foram de 99,4 e 86,3 % respectivamente. A  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  foi a relação que obteve os menores P75 e menores máximos dos ER para os três intervalos.

Ao analisar os RES mostrados na figura 4.13d não se encontrou uma relação direta ou inversa com a distância, aliás, a mediana no primeiro intervalo é mais próxima de zero que as outras. O  $R(K_{DP})$ , em geral, faz uma leve subestimativa da chuva, sendo que a mediana em cada intervalo é -0,008; -0,20 e -0,17 mm. Entanto, os RES das relações  $R(Z)$  e  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  parecem ter uma relação inversa com a distância, sendo que as medianas vão de valores positivos até valores cada vez mais negativos. As medianas destas relações em cada intervalo são 0,23; -0,07 e -0,25 mm para  $R(Z)$  e 0,05; -0,20 e -0,24 mm para  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$ . Este padrão reforça a ideia de que as medições de potência são subestimadas por causa da atenuação do sinal em função da distância.



**Figura 4.14.** Gráficos de caixa dos ER e os RES das relações(a, d)  $R(K_{DP})$ , (b, e)  $R(Z)$  e(c, f)  $R(Z, Z_{DR}, K_{DP})$  em função da R média em uma hora.

A figura 4.14 mostra os dados de uma análise similar à realizada anteriormente, porém em função da  $R$  média em uma hora. A taxa de precipitação foi dividida em intervalos de 0 a 5, de 5 a 15 e maiores de 15  $\text{mmh}^{-1}$ .

Na figura 4.14a, b e c se observa como, para as três relações  $R(\text{VarPol})$ , os maiores valores de P25, mediana, P75 e máximo dos ER se encontram no primeiro intervalo de  $R$  média. Embora a  $R(K_{dp})$  não apresenta a mediana de maior amplitude para este intervalo, o P75 e o máximo atingem os maiores valores, com 47,0 e 99,4 %, respectivamente. Aliás, apresenta cinco VA de ER acima de 100 %, sendo a relação e o intervalo com mais e maiores VA. Mesmo com a maior quantidade de medições neste intervalo (de 0 até 5  $\text{mmh}^{-1}$ ), a relação  $R(K_{dp})$  não obteve um bom desempenho ao se ajustar a estes valores. Pelo contrário, para o intervalo que encerra as  $R$  médias maiores de 15  $\text{mmh}^{-1}$ , foi a relação que mostrou melhor performance, com um máximo de 12,4 % e uma mediana de 6,8 %. Isto evidencia como  $R(K_{dp})$  não funciona com a mesma eficácia para chuva fraca que para chuva intensa. Mesmo assim, parece não ter um comportamento muito diferente das outras duas relações para intensidades de chuva abaixo de 15  $\text{mmh}^{-1}$ , isso pelo fato do  $K_{dp}$  ter sido calculado com o auxílio da  $Z$  em alguns intervalos de feixe.

Como era de se esperar as medianas dos RES sofrem um aumento (na figura 4.14d,e e f) assim que se incrementa a intensidade da chuva. Sendo a  $R(Z)$  a relação que apresenta este aumento em maior grau, com uma mediana para o terceiro intervalo de 1,9 mm. O que reafirma que, as medições de potência são muito sensíveis à intensidade da chuva por causa da atenuação e que mesmo após a correção desta pode existir erros residuais que afetem a estimativa de chuva. No entanto, a relação  $R(Z)$  apresenta a mediana mais próxima de zero (-0,005) para o primeiro intervalo. Integrando isso com o mostrado na figura 4.14b, pode-se concluir que para chuvas fracas (i.e. de 0 até 5  $\text{mmh}^{-1}$ ) o melhor ajuste foi encontrado para a relação  $R(Z)$ .

Então, ao analisar as duas figuras acima mencionadas pode-se concluir que,  $R(Z)$  é melhor para estimar chuva fraca, numa distância de menos de 60 km ao redor do radar. Entanto,  $R(K_{dp})$  é melhor na estimativa de chuva de maior intensidade e não parece ser afetada pela distância percorrida pelo sinal. Contudo, a relação  $R(Z, Z_{DR}, K_{dp})$  parece conjugar características das outras duas relações e apresenta um desempenho relativamente médio entre as duas.

## 5. Conclusões

Esta pesquisa tinha como objetivo principal determinar a relação  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  com a qual obtém-se o melhor desempenho na estimativa de chuva na RMSR com o radar meteorológico MXPOL. Para isso se usaram os registros de dezenove pluviômetros da rede telemétrica de Alto Tietê e as variáveis polarimétricas  $\mathbf{Z}$ ,  $\mathbf{Z}_{\text{DR}}$  e  $\mathbf{K}_{\text{DP}}$  obtidas do radar MXPOL, durante 13 eventos chuvosos que aconteceram no período de dezembro de 2008 a maio de 2009. Foram processadas um total de 734 observações de radar para as quais, se re-calculou o  $\mathbf{K}_{\text{DP}}$  por um novo método, que além de usar o  $\Phi_{\text{DP}}$ , inclui a  $\mathbf{Z}$  em alguns trechos do feixe. Também foram corrigidas a atenuação específica e a atenuação diferencial pelo método da autoconsistência. Selecionaram-se os pares de dados com os que se aplicou o ajuste das relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$ , sendo que neste processo foram descartados os pares afetados pela extinção total do sinal devido à atenuação principalmente causada por células convectivas com  $\mathbf{Z} > 55$  dBZ. Logo, foi aplicado o método de ajuste dos coeficientes das cinco relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$ , através do algoritmo de otimização de NM, obtendo os coeficientes com os que cada uma das relações obtém a sua melhor performance.

Durante estes procedimentos se encontrou que, o  $\mathbf{K}_{\text{DP}}$  recalculado nesta pesquisa é coerente com as distribuições das outras variáveis polarimétricas. Aliás, demonstrou ser a variável mais consistente na estimativa da chuva. Foi observado que, para o MXPOL a atenuação torna-se considerável a partir de 40 dBZ aproximadamente, sendo que o método de auto consistência usado para corrigir esta perda de potência demonstrou ter um performance razoavelmente bom.

Os coeficientes das relações de transformação  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  se ajustaram para totais de precipitação de 10 minutos, 30 minutos e uma hora, sendo que, como é de esperar, o melhor resultado se obteve para os totais horários, onde se minimizou o erro causado pela diferença nas resoluções temporais dos sistemas de medição. Para acumulados de uma hora os máximos e mínimos do ER, RMSE, RES e  $R^2$  foram de, 30,6 e 27,5 %; 1,2 e 1 mm, -0,13 e -0,10 mm, e 0,92 e 0,87; respectivamente. Através do teste não paramétrico de KW se encontrou que não existem diferenças estatisticamente significativas entre as distribuições dos erros para as cinco relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$ .

Para uma maior compreensão do desempenho individual de  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ ,  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$ , os ER e os RES destas relações se analisaram em função da distância radial ao radar e da intensidade de chuva média numa hora. Para a análise, estas grandezas se dividiram nos intervalos, de 0 a 30, 30 a 60 e 60 a 100 km para a distância e de 0 a 5, 5 a 15 e maior de 15  $\text{mmh}^{-1}$ , para a intensidade de chuva média numa hora. Os principais resultados encontrados nesta seção são que, para mais de 60 km de distância radial o ER mostra uma diminuição no desempenho de  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$ . Além disso, os RES evidenciaram uma subestimativa da chuva com o incremento da distância para as relações  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$ . Corroborando assim que a subestimativa das medições de potência causada pela atenuação tem uma forte dependência da distância. Foi observado também uma melhora no desempenho de  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  com o aumento da  $\mathbf{R}$ , sendo que, para  $\mathbf{R}$  menor de 15  $\text{mmh}^{-1}$  não teve diferenças significativas com as outras relações, o que é explicado pelo fato do  $\mathbf{K}_{DP}$  ser calculado com base na  $\mathbf{Z}$  para alguns intervalos de feixe. Pelo contrário, o melhor desempenho de  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  observa-se para  $\mathbf{R}$  menores de 5  $\text{mmh}^{-1}$ . Os RES evidenciaram que foram as medições de potência as que se mostraram mais sensíveis em relação à  $\mathbf{R}$  média.

Com base em tudo que foi visto anteriormente conclui-se que, para uma faixa ampla de intensidades de precipitação as cinco relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  ajustadas para o MXPOL desenvolveram desempenhos similares, resultado que deve estar relacionado com que cada uma delas foi adaptada para as medições do MXPOL, assim como para encontrar uma diferença mínima entre os totais de precipitação estimados e os registrados. Não obstante,  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  é melhor na estimativa de taxa de precipitação a menos de 60 km do radar e com intensidades fracas, ao passo que  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$  é melhor na estimativa de taxas de precipitação de maiores intensidades ( $\mathbf{R} > 15 \text{mmh}^{-1}$ ) e não é afetado pela distância percorrida pelo sinal. Finalmente,  $\mathbf{R}(\mathbf{Z}, \mathbf{Z}_{DR}, \mathbf{K}_{DP})$  tem um desempenho médio entre  $\mathbf{R}(\mathbf{Z})$  e  $\mathbf{R}(\mathbf{K}_{DP})$ .

### 5.1. Sugestões para trabalhos futuros

Como sugestão para a continuidade desta pesquisa, com a finalidade de aprimorar a estimativa de chuva para a RMSR recomenda-se em primeiro lugar, validar o método de recalculando o  $\mathbf{K}_{DP}$ , mediante a comparação com resultados do cálculo de  $\mathbf{K}_{DP}$

por outros métodos. É muito importante também a validação dos ajustes dos coeficientes das cinco relações  $\mathbf{R}(\text{VarPol})$  com dados independentes aos que foram usados para o ajuste. Com base nos resultados encontrados na seção 4.5.2, propõe-se o estudo do desempenho de cada uma das relações para chuvas estratiformes e chuvas convectivas, sendo que provavelmente os resultados da estimativa de chuva melhorariam com o uso de diferentes relações para cada regime de chuva.

## 6. Referências

ALBRECHT, R. et al. **6th IPWG Workshop**. Raindrop size distribution and rainfall characteristics from CHUVA field experiments. **Anais...**Sao Jose dos Campos, São Paulo: 2012Disponível em:

<<http://www.isac.cnr.it/~ipwg/meetings/saojose-2012/Saojose2012-pres-post.html>>.

Acesso em: 26 jun. 2018

ANAGNOSTOU, E. N. et al. High-Resolution Rainfall Estimation from X-Band Polarimetric Radar Measurements. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 1, p. 110–128, fev. 2004.

ANDSAGER, K.; BEARD, K. V.; LAIRD, N. F. Laboratory Measurements of Axis Ratios for Large Raindrops. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 15, p. 2673–2683, 1 ago. 1999.

ATLAS, D.; KERKER, M.; HITSCHFELD, W. Scattering and attenuation by non-spherical atmospheric particles. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 3, n. 2, p. 108–119, 1 fev. 1953.

ATLAS, D.; ULBRICH, C. W. Path and Area-Integrated Rainfall Measurement by Microwave Attenuation in the 1-3 cm Band. v. 16, p. 1322–1331, 1977.

ATLAS, D.; ULBRICH, C. W. An Observationally Based Conceptual Model of Warm Oceanic Convective Rain in the Tropics. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 2165–2181, 1 dez. 2000.

BEARD, K. V.; CHUANG, C. A New Model for the Equilibrium Shape of Raindrops. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 11, p. 1509–1524, 1 jun. 1987.

BORGA, M.; DEGLI ESPOSTI, S.; NORBIATO, D. Influence of errors in radar rainfall estimates on hydrological modeling prediction uncertainty. **Water Resources Research**, v. 42, n. 8, 1 ago. 2006.

BRANDES, E. A.; ZHANG, G.; VIVEKANANDAN, J. Experiments in Rainfall

Estimation with a Polarimetric Radar in a Subtropical Environment. **Journal of Applied Meteorology**, v. 41, n. 6, p. 674–685, 1 jun. 2002.

BRINGI, V. .; CHANDRASEKAR, V. **POLARIMETRIC DOPPLER WEATHER RADAR - Principles and Applications**. [s.l.] Cambridge University Press, 2001.

BRINGI, V. N.; KEENAN, T. D.; CHANDRASEKAR, V. Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: a self-consistent method with constraints. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 39, n. 9, p. 1906–1915, 2001.

BRINGI, V. N.; TANG, T.; CHANDRASEKAR, V. Evaluation of a New Polarimetrically Based  $Z - R$  Relation. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 21, n. 4, p. 612–623, 1 abr. 2004.

BROCK, F. V.; RICHARDSON, S. J. **Meteorological measurement systems**. [s.l.] Oxford University Press, 2001.

CALHEIROS, R. V.; ZAWADZKI, I. Reflectivity-Rain Rate Relationships for Radar Hydrology in Brazil. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26, n. 1, p. 118–132, 1 jan. 1987.

CHANDRASEKAR, V. et al. Error Structure of Multiparameter Radar and Surface Measurements of Rainfall. Part III: Specific Differential Phase. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 7, n. 5, p. 621–629, 1 out. 1990.

CHANDRASEKAR, V.; BRINGI, V. N. Error Structure of Multiparameter Radar and Surface Measurements of Rainfall Part I: Differential Reflectivity. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 5, n. 6, p. 783–795, dez. 1988a.

CHANDRASEKAR, V.; BRINGI, V. N. Error Structure of Multiparameter Radar and Surface Measurements of Rainfall Part I: Differential Reflectivity. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 5, n. 6, p. 783–795, 1 dez. 1988b.

CHANDRASEKAR, V.; GORGUCCI, E.; SCARCHILLI, G. **Optimization of Multiparameter Radar Estimates of Rainfall** **Journal of Applied Meteorology (1988-2005)** American Meteorological Society, , 1993. Disponível em:



<<https://www.jstor.org/stable/44713938>>. Acesso em: 25 jul. 2018

CIFELLI, R. et al. Characteristics of an African Easterly Wave Observed during NAMMA. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 1, p. 3–25, 1 jan. 2010.

CIFELLI, R. et al. A New Dual-Polarization Radar Rainfall Algorithm: Application in Colorado Precipitation Events. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 28, n. 3, p. 352–364, 1 mar. 2011.

CIFELLI, R.; CHANDRASEKAR, V. Dual-polarization radar rainfall estimation. In: FIRAT Y. TESTIK; MEKONNEN GEBREMICHAEL (Eds.). . **Rainfall: State of the Science**. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 2010. p. 105–125.

COMET PROGRAM. **Weather Radar Fundamentals**. Disponível em: <[https://www.meted.ucar.edu/radar/basic\\_wxradar](https://www.meted.ucar.edu/radar/basic_wxradar)>. Acesso em: 13 jul. 2018.

CREUTIN, J.-D.; BORGA, M. Radar hydrology modifies the monitoring of flash-flood hazard. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 7, p. 1453–1456, 1 maio 2003.

DA ROCHA FILHO, K. L. **Modelagem Hidrológica da Bacia do Rio Pirajuçara com TOPMODEL, Telemetria e Radar Meteorológico**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2010.

DIEDERICH, M. et al. Use of Specific Attenuation for Rainfall Measurement at X-Band Radar Wavelengths. Part II: Rainfall Estimates and Comparison with Rain Gauges. **Journal of Hydrometeorology**, v. 16, n. 2, p. 503–516, 8 abr. 2015.

DOS SANTOS SILVA, D. F.; PEREIRA FILHO, A. J.; HALLAK, R. CLASSIFICAÇÃO DE SISTEMAS METEOROLÓGICOS E COMPARAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO ESTIMADA PELO RADAR E MEDIDA PELA REDE TELEMÉTRICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO TIETÊ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 3, p. 292–307, 2009.

DOVIAK, R. J.; ZRNÍĆ, D. S. **Doppler Radar and Weather Observations**. ilustrada, ed. [s.l.] Courier Corporation, 1993.

EMPLASA, E. P. DE P. M. S. **Região Metropolitana de São Paulo**. Disponível em:

<<https://www.emplasa.sp.gov.br/RMSP>>. Acesso em: 4 set. 2017.

FERREIRA, A. T. **Análise dinâmica, termodinâmica e microfísica de uma linha de instabilidade com o radar meteorológico móvel MXPOL**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2010.

FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE HIDRÁULICA (FCTH).

COORDENAÇÃO DO SAISP. **Funcionamento da Rede Telemétrica**. Disponível em: <<https://www.saisp.br/site/funciona.htm>>. Acesso em: 22 maio. 2018.

GORGUCCI, E. et al. Measurement of Mean Raindrop Shape from Polarimetric Radar Observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 20, p. 3406–3413, 15 out. 2000.

GORGUCCI, E.; CHANDRASEKAR, V.; SCARCHILLI, G. Radar and Surface Measurement of Rainfall during CaPE: 26 July 1991 Case Study. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 7, p. 1570–1577, 1 jul. 1995.

GUNN, R. Mechanical resonance in freely falling raindrops. **Journal of Geophysical Research**, v. 54, n. 4, p. 383–385, 1 dez. 1949.

HARRISON, D. L.; DRISCOLL, S. J.; KITCHEN, M. Improving precipitation estimates from weather radar using quality control and correction techniques. **Meteorological Applications**, v. 7, n. 2, p. S1350482700001468, 1 jun. 2000.

HITSCHFELD, W.; BORDAN, J. ERRORS INHERENT IN THE RADAR MEASUREMENT OF RAINFALL AT ATTENUATING WAVELENGTHS. **Journal of Meteorology**, v. 11, n. 1, p. 58–67, 1 fev. 1954.

HU, Z.; SRIVASTAVA, R. C. Evolution of Raindrop Size Distribution by Coalescence, Breakup, and Evaporation: Theory and Observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1761–1783, 15 maio 1995.

ILLINGWORTH, A. Improved Precipitation Rates and Data Quality by Using Polarimetric Measurements. In: *Physics of Earth and Space Environments*. [s.l.] Springer, Berlin, Heidelberg, 2004. p. 130–166.

JACOBI, S.; HEISTERMANN, M. Benchmarking attenuation correction procedures for six years of single-polarized C-band weather radar observations in South-West Germany. **Geomatics, Natural Hazards and Risk**, v. 7, n. 6, p. 1785–1799, 11 nov. 2016.

KIM, D.-S.; MAKI, M.; LEE, D.-I. Correction of X-band radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation using differential phase. **Atmospheric Research**, v. 90, n. 1, p. 1–9, out. 2008.

KIM, H.-L. et al. Dual-polarization radar rainfall estimation in Korea according to raindrop shapes obtained by using a 2-D video disdrometer. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 9, n. 8, p. 3863–3878, 22 ago. 2016.

KOFFI, A. K. et al. Evaluation of X-band polarimetric radar estimation of rainfall and rain drop size distribution parameters in West Africa. **Atmospheric Research**, v. 143, p. 438–461, 2014.

KRAJEWSKI, W. F.; VILLARINI, G.; SMITH, J. A. RADAR-Rainfall Uncertainties. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 1, p. 87–94, 1 jan. 2010.

KRÄMER, S.; VERWORN, H.-R. **Improved C-band radar data processing for real time control of urban drainage systems**. 11th International Conference on Urban Drainage. **Anais...**Edinburgh, Scotland, UK: 2008Disponível em: <[https://web.sbe.hw.ac.uk/staffprofiles/bdgsa/11th\\_International\\_Conference\\_on\\_Urban\\_Drainage\\_CD/ICUD08/pdfs/105.pdf](https://web.sbe.hw.ac.uk/staffprofiles/bdgsa/11th_International_Conference_on_Urban_Drainage_CD/ICUD08/pdfs/105.pdf)>. Acesso em: 5 abr. 2018

KRUSKAL, W. H.; WALLIS, W. A. Use of Ranks in One-Criterion Variance Analysis. **Journal of the American Statistical Association**, v. 47, n. 260, p. 583, dez. 1952.

LIM, S. et al. Precipitation Classification and Quantification Using X-Band Dual-Polarization Weather Radar: Application in the Hydrometeorology Testbed. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 30, n. 9, p. 2108–2120, 26 set. 2013.

LIU, Y.; BRINGI, V.; MAKI, M. **Improved Rain Attenuation Correction Algorithms for Radar Reflectivity and Differential Reflectivity with Adaptation to**

**Drop Shape Model Variation.** 2006 IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing. **Anais...IEEE**, jul. 2006Disponível em:

<<http://ieeexplore.ieee.org/document/4241640/>>. Acesso em: 29 mar. 2018

MAKI, M.; PARK, S.-G.; BRINGI, V. N. Effect of Natural Variations in Rain Drop Size Distributions on Rain Rate Estimators of 3 cm Wavelength Polarimetric Radar. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 83, n. 5, p. 871–893, 2005.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. THE DISTRIBUTION OF RAINDROPS WITH SIZE. **Journal of Meteorology**, v. 5, n. 4, p. 165–166, 1 ago. 1948.

MATROSOV, S. Y. ; CLARK, K. A.; MARTNER, B. E.; TOKAY, A.. X-Band Polarimetric Radar Measurements of Rainfall. **Journal of Applied Meteorology**, v. 41, n. 9, p. 941–952, 2002.

MATROSOV, S. Y. Evaluating Polarimetric X-Band Radar Rainfall Estimators during HMT. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 27, n. 1, p. 122–134, 1 jan. 2010.

NASH, J. C. **Compact numerical methods for computers : linear algebra and function minimisation.** [s.l.] Hilger, 1990.

NOAA NATIONAL WEATHER SERVICE. **Upgrade to Dual Polarization Radar.** Disponível em: <[www.crh.noaa.gov/lzk/?n=dualpol0812.htm](http://www.crh.noaa.gov/lzk/?n=dualpol0812.htm)>. Acesso em: 13 jul. 2018.

PARK, S.-G. et al. Correction of Radar Reflectivity and Differential Reflectivity for Rain Attenuation at X Band. Part I: Theoretical and Empirical Basis. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 22, n. 11, p. 1621–1632, 1 nov. 2005a.

PARK, S.-G. et al. Correction of Radar Reflectivity and Differential Reflectivity for Rain Attenuation at X Band. Part II: Evaluation and Application. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 22, n. 11, p. 1633–1655, 1 nov. 2005b.

PEREIRA FILHO, A. J. et al. **Enchentes na Região Metropolitana de São Paulo: aspectos de mesoescala e avaliação de impactos**XIII Congresso Brasileiro de **Meteorologia**, 2004. Disponível em:

<<http://www.cbmet.com/cbm-files/22-6c5209bb0a1a984e4c124046b4ebfe1f.doc>>

PEREIRA FILHO, A. J. et al. **A hidrometeorological forecast system for the Metropolitan Area of Sao Paulo**. World Weather Research Program Symposium on Nowcasting and Very Short Forecasting. **Anais...**Toulouse, France: Météofrance (CDROM), 2005

PEREIRA FILHO, A. J. et al. **An operational mobile XPOL for hydrometeorological applications in Brazil**. 33rd Conference on Radar Meteorology. **Anais...**Cairns, Australia: 2007

PEREIRA FILHO, A. J. et al. **MEASUREMENTS OF DROP SIZE DISTRIBUTION IN A MEGACITY**. 36rd Conference on Radar Meteorology. **Anais...**Breckenridge, CO: 2013

PRUPPACHER, H. R.; BEARD, K. V. A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 408, p. 247–256, 1 abr. 1970.

PUIG, R. **Características da precipitação e atividade elétrica de tempestades severas da Região Metropolitana de São Paulo**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2017.

R CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing**Vienna, Austria.R Foundation for Statistical Computing, , 2016. Disponível em: <<https://www.r-project.org/>>

RAGHAVAN, S. **Radar Meteorology**. [s.l.] Dordrecht : Springer Netherlands, 2003.

RINEHART, R. E. **Radar for Meteorologists**. 4. ed. [s.l.] Rinehart Publications, 2004.

ROSENFELD, D.; ULBRICH, C. W. Cloud Microphysical Properties, Processes, and Rainfall Estimation Opportunities. **Meteorological Monographs**, v. 30, n. 52, p. 237–237, 28 ago. 2003.

RYZHKOV, A.; ZRNIĆ, D. S. **Precipitation and Attenuation Measurements at a 10-cm Wavelength****Journal of Applied Meteorology** American Meteorological

Society, , 1995. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/26187924>>. Acesso em: 29 mar. 2018

RYZHKOV, A. V.; ZRNIC, D. S. Rain in Shallow and Deep Convection Measured with a Polarimetric Radar. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 20, p. 2989–2995, out. 1996.

SACHIDANANDA, M.; ZRNIC, D. S. Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation. **Radio Science**, v. 21, n. 2, p. 235–247, 1 mar. 1986.

SEÇÃO TÉCNICA DE SERVIÇOS METEOROLÓGICOS. **BOLETIM CLIMATOLÓGICO ANUAL DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO IAG/USP -2016**. São Paulo: [s.n.]. Disponível em: <<http://www.estacao.iag.usp.br>>. Acesso em: 1 set. 2017.

SIGMET-VAISALA GROUP. RVP8 Digital IF Receiver and Doppler Signal Processor User's Manual. Westford, Massachusetts, 2006.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. **Climatic Change**, v. 116, n. 3–4, p. 705–722, 7 fev. 2013.

TEIXEIRA, E.; HADDAD, E. A. **Mapeamento das Perdas Econômicas Potenciais dos Pontos de Alagamento do Município de São Paulo, 2008-2012**. São Paulo: [s.n.]. Disponível em: <[http://www.usp.br/nereus/wp-content/uploads/TD\\_Nereus\\_14\\_2013.pdf](http://www.usp.br/nereus/wp-content/uploads/TD_Nereus_14_2013.pdf)>. Acesso em: 4 set. 2017.

TESTUD, J. et al. The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 3, p. 332–356, 1 mar. 2000.

THURAI, M. et al. Toward Completing the Raindrop Size Spectrum: Case Studies Involving 2D-Video Disdrometer, Droplet Spectrometer, and Polarimetric Radar Measurements. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 56, n. 4, p. 877–896, 20 abr. 2017.

TOKAY, A.; SHORT, D. A. Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of

Rain from Stratiform versus Convective Clouds. **Journal of Applied Meteorology**, v. 35, n. 3, p. 355–371, 1 mar. 1996.

ULBRICH, C. W. Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 22, n. 10, p. 1764–1775, 1 out. 1983.

VASILOFF, S. V. et al. Improving QPE and Very Short Term QPF: An Initiative for a Community-Wide Integrated Approach. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, n. 12, p. 1899–1911, 1 dez. 2007.

VILLARINI, G.; KRAJEWSKI, W. F. Empirically based modelling of radar-rainfall uncertainties for a C-band radar at different time-scales. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 135, n. 643, p. 1424–1438, 1 jul. 2009.

VULPIANI, G. et al. Polarimetric Weather Radar Retrieval of Raindrop Size Distribution by Means of a Regularized Artificial Neural Network. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 11, p. 3262–3275, nov. 2006.

VULPIANI, G.; GIANGRANDE, S.; MARZANO, F. S. Rainfall Estimation from Polarimetric S-Band Radar Measurements: Validation of a Neural Network Approach. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 10, p. 2022–2036, 1 out. 2009.

WALDVOGEL, A. The  $N_0$  Jump of Raindrop Spectra. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 4, p. 1067–1078, 1 maio 1974.

WANG, Y.; CHANDRASEKAR, V. Quantitative Precipitation Estimation in the CASA X-band Dual-Polarization Radar Network. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 27, n. 10, p. 1665–1676, 1 out. 2010.

WILSON, J. W.; BRANDES, E. A. Radar Measurement of Rainfall—A Summary. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 60, n. 9, p. 1048–1058, 1 set. 1979.

XU, G.; CHANDRASEKAR, V. **Radar storm motion estimation and beyond: A spectral algorithm and radar observation based dynamic model.** Proc. WMO Symp.

on Nowcasting. **Anais...**Toulouse, France, WMO, 2.41: 2005