

# Características microfísicas da precipitação convectiva e estratiforme associadas à oscilação de larga-escala no sudoeste da Amazônia

Rachel Ifanger Albrecht<sup>1</sup>  
Maria Assunção Faus da Silva Dias<sup>1,2</sup>

## ABSTRACT

The distinction between convective and stratiform precipitation profiles around various precipitating systems existent in tropical regions is very important to the global atmospheric circulation, which is extremely sensitive to vertical latent heating distribution. In South America, the convective activity responds to the Intraseasonal Oscillation (IOS). This work analyzes data from a disdrometer, a radar profiler and a polarimetric radar, installed in the Ji-Paraná airport, RO, Brazil, for the field experiment WETAMC/LBA & TRMM/LBA, in January and February of 1999. The methodology is based on the partition of the precipitation into convective and stratiform, and the classification of hydrometeors by fuzzy logic systems. The microphysical analysis of the periods with the presence or the absence of the South Atlantic Convergence Zone (ZCAS), associated to the IOS, showed a large difference in type, size and microphysical processes of hydrometeor growth in each wind regime: periods without a ZCAS presented more intense convection, leading strong processes of the precipitation growth in both convective and stratiform types; during periods with a well established ZCAS, there were small precipitating systems, with a less convective feature, similarly to those from monsoon regions in their active phase.

## RESUMO

A diferenciação entre a precipitação convectiva e estratiforme dentre os diversos sistemas de precipitação existentes na região tropical é muito importante para a circulação atmosférica global, sendo extremamente sensível à distribuição vertical de calor latente. Na América do Sul, a atividade convectiva responde à Oscilação Intrazonal (IOS). Este trabalho analisa dados de um disdrômetro, um radar de apontamento vertical e um radar polarimétrico instalados em Rondônia, Brasil, para o experimento de campo WETAMC/LBA & TRMM/LBA, em Janeiro e Fevereiro de 1999. A metodologia se concentra na partição da precipitação entre convectiva e estratiforme e na classificação de hidrometeoros pela lógica *fuzzy*. A análise dos períodos correspondentes à presença ou não da Zona de Convergência Atlântico Sul (ZCAS), associada à IOS, mostrou uma grande diferença no tipo, tamanho e processos microfísicos de crescimento de hidrometeoros em cada

---

1 Universidade de São Paulo

Rua do Matão, 1226 - São Paulo, SP - Tel. (11)30912829 <rachel@master.iag.usp.br>

2 Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

Rodovia Presidente Dutra, km 39 - Cachoeira Paulista, SP - Tel. (12)31860400 <assuncao@cptec.inpe.br>

período: períodos nos quais não há a ZCAS, há convecção mais intensa, resultando em intensos processos de formação da precipitação tanto convectivo quanto estratiforme; já os períodos nos quais há uma bem estabelecida ZCAS, os sistemas precipitantes são de menor intensidade com características menos convectivas, típicos de regiões monçônicas em sua fase ativa.

**Palavras-chave:** distribuição de tamanho de gotas, precipitação convectiva, precipitação estratiforme, disdrômetro, radar, classificação de tipos de hidrometeoros.

## INTRODUÇÃO

Um melhor entendimento das variações do clima sobre os trópicos na escala de tempo intrasazonal e interanual requer um estudo detalhado dos padrões anômalos dominantes da circulação atmosférica nessa região. Na escala de tempo intrasazonal, os padrões de convecção em larga-escala podem ser representados pelas anomalias de radiação de onda longa emergente (ROLE). Essas anomalias possuem uma grande componente quase-periódica estudada por vários autores [Wang e Rui, 1990; Kousky e Kayano, 1994].

A relação entre a convecção Amazônica e os padrões da larga-escala tem sido vastamente investigada. Gandu e Silva Dias (1998) mostraram através de estudos de modelagem que a fonte tropical de calor da Amazônia e sua extensão para o sudeste, conhecida como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), estão acopladas com outras fontes tropicais de calor, de tal forma que perturbações geradas por uma delas afeta a outra em uma escala de tempo intrasazonal.

No sudoeste da Amazônia, a oscilação intrasazonal durante a estação chuvosa foi detectada por Rickenbach et al. (2002) nos meses de Janeiro e Fevereiro de 1999: em 850 hPa ficou evidente a oscilação da componente zonal do vento entre as direções leste e oeste, associada à aproximação de frentes frias vindas do sul da América do Sul. A mudança na direção do vento caracterizou alterações na convecção, sendo que as principais características nos regimes de ventos de leste (oeste) foram alta (baixa) fração convectiva com muitos (poucos) relâmpagos em sistemas relativamente pequenos (grandes) [Rickenbach et al., 2002]. As mudanças na atividade convectiva da precipitação afetam a distribuição vertical de calor latente, sendo muito importante para o balanço de calor e propagação de ondas atmosféricas disparadas pela convecção [Gandu e Silva Dias, 1998].

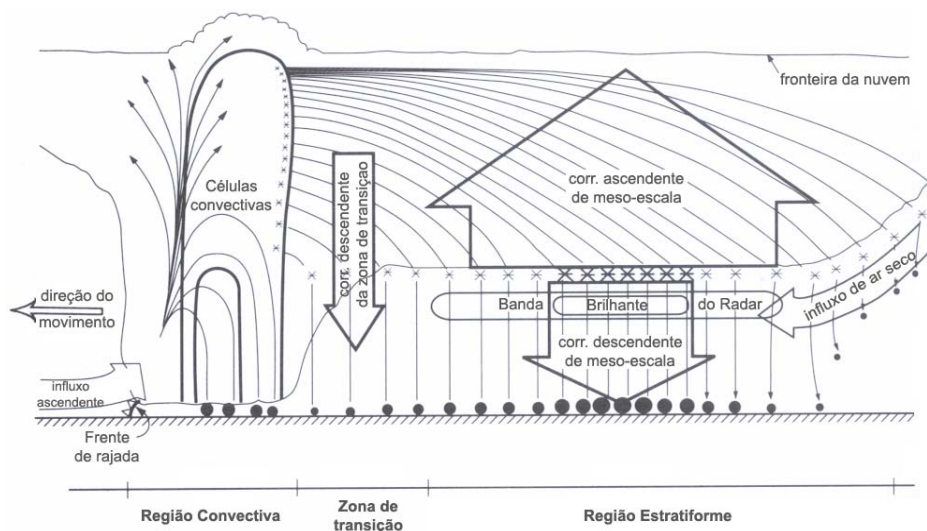
Como os regimes de ventos de larga-escala definem a evolução da convecção na região sudoeste da Amazônia, sua caracterização do ponto de vista microfísico é muito importante. Neste sentido, este trabalho trata da identificação dos principais processos microfísicos, associados às mudanças nos sistemas precipitantes, atribuídos às oscilações intrasazonais nos trópicos. Esta identificação se baseia nas propriedades da precipitação convectiva e estratiforme, utilizando dados disdrométricos e de radar coletados durante o experimento WETAMC-LBA & TRMM-LBA.

## Precipitação convectiva versus estratiforme

As diferenças microfísicas entre precipitação estratiforme e convectiva estão presentes na magnitude dos movimentos verticais dentro das nuvens e na escala de tempo dos processos microfísicos da formação da precipitação. Precipitação estratiforme existe quando o movimento vertical no interior da nuvem satisfaz a condição

$$|w| \ll |v_t| \quad (1)$$

onde  $w$  é a velocidade vertical do vento e  $v_t$  é a velocidade terminal das partículas de neve ( $\sim 1-3 \text{ ms}^{-1}$ ) [Houghton, 1968]. Nestas condições, partículas de gelo nas regiões mais altas da nuvem devem precipitar, pois não podem ser sustentadas ou carregadas para cima pelos movimentos verticais, enquanto crescem. Nos processos convectivos, os movimentos verticais são da ordem de  $w \sim 1-10 \text{ ms}^{-1}$  ou mais, igualando ou excedendo as velocidades terminais típicas dos cristais de gelo.



**Figura 1.** Modelo conceitual da trajetória da precipitação e movimentos verticais médios de um SCM. Asteriscos representam hidrometeoros e os círculos cheios a intensidade de precipitação (círculos grandes - precipitação intensa; círculos pequenos - precipitação fraca). Adaptado de Biggstaff e Houze (1993)

Toda precipitação estratiforme está relacionada com processos de formação de gelo. O principal processo de crescimento de cristais de gelo em SCM é a agregação, pois os cristais individuais não possuem peso suficiente para descender e sobreviver até a superfície, ou seja, necessitam colidir e se agregar. Outros processos de gelo como a nucleação, o crescimento por deposição e a acreção também produzem grandes concentrações de gelo. Uma grande parte destas partículas de gelo são advectadas da região convectiva e não precipitam perto das correntes ascendentes e descendentes convectivas (Figura 1). O processo de agregação é importante nas regiões de correntes ascendentes e geralmente ocorre antes que os cristais descendam a níveis mais quentes ( $\sim -10^\circ\text{C}$ ). Crescimento por deposição e acreção também ocorre na região da corrente ascendente de meso-escala, como mostra a Figura 1. Quando precipitam, os hidrometeoros da região estratiforme passam pela camada de degelo (região em torno de  $T \sim 0^\circ\text{C}$ ), derretem e

eventualmente há a quebra em gotas menores, logo nessa região também ocorre muita agregação. Essa camada de degelo é vista por um radar como uma região horizontal de altas refletividades, chamada de banda brilhante, e também é identificada por médias intensidades de precipitação (Figura 1).

## DADOS E METODOLOGIA

Os instrumentos escolhidos para a análise microfísica da precipitação e sua relação com a oscilação intrasazonal foram um disdrômetro Joss-Waldvogel (JWD), um radar de apontamento vertical (RAV) de 915 MHz e o radar polarimétrico S-POL<sup>3</sup>, instalados no estado de Rondônia durante o experimento WET-AMC/LBA & TRMM/LBA<sup>4</sup> [Silva Dias et al., 2002]. A área do experimento e o local destes instrumentos estão na Figura 2. Os dados destes instrumentos foram divididos e analisado em tipos precipitação convectiva e estratiforme de acordo com Tokay e Short (1996), Williams et al. (1995) e Steiner et al. (1995). A análise dos tipos de hidrometeoros foi feita a partir da classificação de hidrometeoros pela lógica fuzzy desenvolvida por Zrníc et al. (2001). Estes métodos são brevemente descritos abaixo.

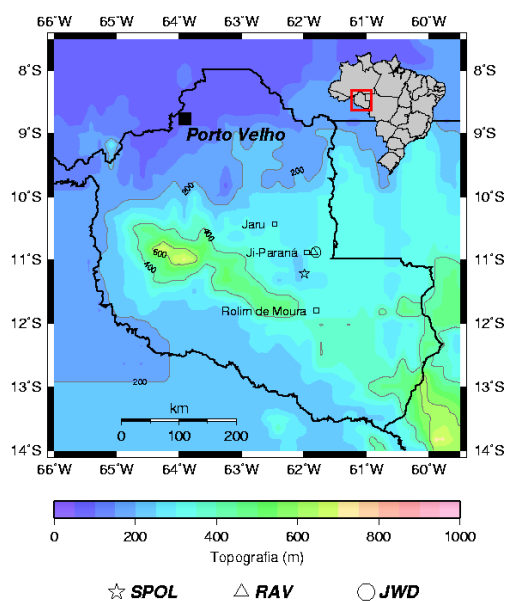


Figura 2. Localização do JWD, RAV e SPOL, para o experimento de campo WETAMC/LBA & TRMM/LBA

### Método de Tokay e Short (1996) para análise dos dados do JWD

Este método consiste numa distribuição gamma de tamanho de gotas:

$$N(D) = N_0 D^m \exp(-\Lambda D) \quad (2)$$

onde  $N_0$  ( $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ ),  $\Lambda$  ( $\text{mm}^{-1}$ ) e  $m$  são calculados a partir do método dos momentos, onde o  $x$ th momento é dado por  $M_x = N_0 (\Gamma(m+x+1)) / (\Lambda^{m+x+1})$ . Assim, usando o 3º, 4º e 6º momentos, os

<sup>3</sup> National Center for Atmospheric Research

<sup>4</sup> Uma descrição detalhada do experimento pode ser encontrada em Silva Dias et al. (2002).

parâmetros da DSD gamma são obtidos da seguinte forma:

$$m = \frac{11G - 8[G(G+8)]^{1/2}}{2(1-G)}, G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6} \quad (3) \quad N_0 = \frac{A^{m+4}}{\Gamma(m+4)} M_3 \quad (4) \quad A = (m+4) \frac{M_3}{M_4} = \frac{m+4}{D_m} \quad (5)$$

onde  $D_m (=M_4/M_3)$  é o diâmetro médio ponderado pela massa e  $G$  é o terceiro momento do espectro de massa normalizado por  $D_m^3$ . O diâmetro médio volumétrico  $D_0$  é definido como para uma distribuição gamma:

$$\frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^{\infty} D^3 N(d) dD = \frac{1}{2} LWC \quad (6) \quad D_0 = \frac{3.67 + m}{A} \approx D_m = \frac{4 + m}{A} \quad (7)$$

A distinção entre precipitação convectiva e estratiforme é dada através de “pulos de  $N_0$ ” descritos por Wadvogel (1974). Assim, a classificação da precipitação em convectiva e estratiforme é dada por:

$$N_0 = 4 \times 10^9 R^{-4.3} \quad (8)$$

onde todos os pontos acima desta curva são classificados como convectivos e os abaixo como estratiformes.

As variáveis integrais de precipitação taxa de precipitação  $R$ (mmh-1) e refletividade  $Z$  (dBZ) são dadas por:

$$R = 6\pi \times 10^{-6} \int_0^{\infty} v(D) D^3 N(D) dD \quad (9) \quad Z = 10 \log_{10} \left[ \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD \right] \quad (10)$$

onde  $v(D)$  é a velocidade terminal em  $\text{cms}^{-1}$  da gota de diâmetro  $D$  (mm).

### Método de Williams et al. (1995) para análise dos dados do RAV

Utilizando médias de 30 minutos de perfis verticais de um RAV coincidentes com precipitação detectada por um pluviômetro ao lado, este método classifica a precipitação em estratiforme, mista convectiva/estratiforme, convectiva profunda e convectiva rasa, estabelecendo limites para gradiente vertical de velocidade Doppler ( $DVG$ ,  $\text{ms}^{-1}\text{km}^{-1}$ ) entre 3.5 e 5 km de altura, máxima largura espectral ( $MSW$ ,  $\text{ms}^{-1}$ ) acima de 7 km de altura e velocidade Doppler ( $V$ ,  $\text{ms}^{-1}$ ) acima de 5 km de altura:

Estratiforme	Mista	Conv. Profunda	Conv. Rasa
$DVG > 2.0$	$DVG > 2.0$	$V \leq -0.5$	$V > -0.5$
$MSW < 2.5$	$MSW \geq 2.5$		

### Método de Steiner et al. (1995) para análise dos dados do SPOL

Este método é baseado na estrutura horizontal do campo de refletividade, com 3 critérios:

I. *Intensidade*: Qualquer pixel com  $Z \geq 40$  dBZ é automaticamente classificado como *convectivo*.

II. *Picos*: Todo pixel não classificado como convectivo no critério acima e que excede a intensidade média de uma região de 11 km ( $Z_{fundo}$ ) de raio em pelo menos  $\Delta Z$  também é classificado como *convectivo*:

$$\Delta Z = \begin{cases} 10, & \text{se } Z_{fundo} < 0 \text{ dBZ} \\ 10 - Z_{fundo}^2 / 180, & \text{se } 0 \leq Z_{fundo} < 42.43 \text{ dBZ} \\ 0, & \text{se } Z_{fundo} \geq 42.43 \text{ dBZ} \end{cases}$$

III. *Área ao redor*: Para cada pixel identificado como convectivo, por um dos dois critérios acima, todos os pontos ao redor deste dentro de um raio dependente da intensidade de  $Z_{fundo}$  [Figura 6 de Steiner et al. (1995)] também é classificado como *convectivo*.

### Método de Zrníc et al. (2001) para classificação de hidrometeoros pela lógica *fuzzy*

Este método de classificação de hidrometeoros consiste em particionar o espaço 6-D das variáveis polarimétricas em sub-sequências nas quais cada uma possa ser associada a um único tipo de hidrometeoro. O espaço 6-D é particionado a particionado pela “veracidade”  $\Psi_j$  de um tipo de hidrometeoro  $j$ :

$$\Psi_j = \frac{\sum_{i=1}^N p_i P_{ji}}{\sum_{i=1}^N p_i} \quad (11)$$

onde  $N$  é o número de variáveis observadas,  $P_{ij}$  é a função peso para o hidrometeoro do tipo  $j$  na sub-sequência da variável  $i$ , e  $p_i$  é uma constante que fornece o peso de uma variável na classificação *fuzzy*. As funções peso de Zrníc et al. (2001) são funções trapezodais, ou seja, crescem ou decrescem linearmente entre os valores 0 e 1. Vide Zrníc et al. 2001 para mais detalhes.

## RESULTADOS

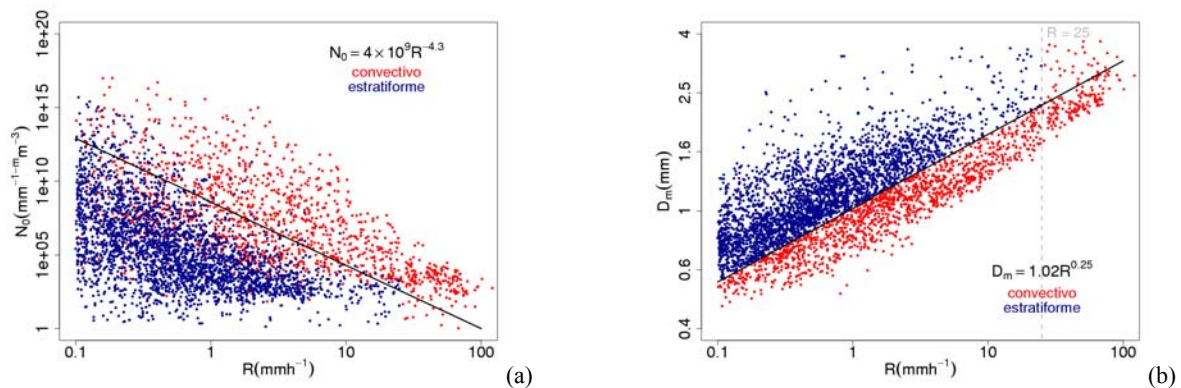
### Classificação da precipitação em convectiva e estratiforme

#### a) *Disdrômetro*

O disdrômetro JWD coletou 286 mm de precipitação acumulada em 4330 minutos de observação. Uma distribuição de tamanho de gotas gamma (Equação ??) foi ajustada para cada amostra de chuva coletada pelo JWD, calculando-se os parâmetros  $m$ ,  $N_0$  e  $\Lambda$ , como descrito na seção anterior. Após o cálculo destes parâmetros, analisou-se cada evento de precipitação separadamente (um total de 78), verificando a presença dos “pulos de  $D_m$ ” Seguindo o mesmo método de Tokay e Short (1996) (referido como TS deste ponto em diante), a seguinte relação para classificação da precipitação entre convectiva e estratiforme é sugerida (A. Tokay, comunicação pessoal 2003):

$$D_m = 1.02R^{0.25} \quad (12)$$

sendo que valores acima desta curva são classificados como estratiformes e abaixo convectivos, para  $R < 25 \text{ mmh}^{-1}$ , pois uma taxa de precipitação maior que este valor dificilmente é estratiforme, sendo classificada automaticamente como convectiva.



**Figura 2.** DSDs medidas pelo JWD separada em convectiva e estratiforme de acordo com a Equação 12. (a)  $D_m$  versus  $R$ , e (b)  $N_0$  versus  $R$ , sendo que as linhas indicam as respectivas equações indicadas nos gráficos.

Através da relação  $D_m X R$  da Equação 12, as amostras de precipitação do JWD foram separadas em convectiva e estratiforme neste trabalho. A Figura 2a mostra as amostras do JWD classificadas como convectiva ou estratiforme num gráfico de  $N_0 X R$  destacando a antiga equação de separação proposta por TS, e a Figura 2b mostra esta classificação num gráfico de  $D_m X R$ . Nesta figura fica evidente que a separação feita por uma relação entre  $N_0$  e  $R$ , se possível, deve ser modificada, sendo deslocada para baixo, diminuindo o coeficiente angular.

Os períodos de ZCAS tiveram um ligeiro aumento do número de amostras convectivas em relação aos períodos de NZCAS, mas o total acumulado para cada tipo de precipitação foi idêntico (78 e 79%, respectivamente, para precipitação convectiva). Estes valores concordam com as porcentagens de precipitação convectiva e estratiforme encontradas em regiões tropicais por vários autores, como por exemplo, TS obtiveram 74% convectivo e 26% estratiforme no tempo e 68% convectivo e 32% estratiforme na chuva acumulada, e Atlas et al. (2000), através de espectros de gotas medidos diretamente dentro das nuvens, mostrou que 72% da precipitação acumulada é de origem convectiva<sup>5</sup>. Nota-se também que as proporções da precipitação acumulada convectiva e estratiforme dos períodos de ZCAS e NZCAS são iguais, concordando com Halverson et al. (2002), que encontraram diferenças nos tipos predominantes de precipitação dos regimes de E (convectivo) e W (estratiforme), mas com igual volume desta.

Na Tabela 1 estão as porcentagens dos espectros de gotas coletados pelo disdrômetro, divididos por intensidades de precipitação para os regimes de ZCAS e NZCAS. As porcentagens de taxas de precipitação convectivas (estratiformes) moderadas a intensas ( $2 \leq R < 10 \text{ mmh}^{-1}$ ) dos

<sup>5</sup> Ambos trabalhos foram realizados com dados do região do Pacífico Tropical.

períodos de ZCAS são maiores (menores) que dos períodos de NZCAS. Porém, observa-se que as maiores diferenças entre os períodos de ZCAS e NZCAS ocorrem em taxas de precipitação  $R < 1 \text{ mmh}^{-1}$  e  $R \geq 20 \text{ mmh}^{-1}$ : o regime de ZCAS possui mais taxas de precipitação muito leve e menos taxas de precipitação muito altas que o regime de NZCAS. Para avaliar a significância das diferenças entre os períodos de ZCAS e NZCAS das proporções da Tabela 1, foi realizado o teste *t-student* para a significância de igualdade de duas proporções. Neste teste assumiu-se um intervalo de confiança de 95% (ou erro de 5%) para a hipótese de amostras com proporções iguais convectiva e estratiforme em cada período. O resultado do teste das proporções de taxas de precipitação divididas por intensidade mostrou que as amostras estratiformes dos períodos de ZCAS e NZCAS são diferentes para taxas de precipitação  $R < 20 \text{ mmh}^{-1}$ , enquanto que as amostras convectivas dos períodos de ZCAS e NZCAS são diferentes somente para taxas de precipitação muito leves ( $R < 1 \text{ mmh}^{-1}$ ) e muito intensas ( $R \geq 20 \text{ mmh}^{-1}$ ).

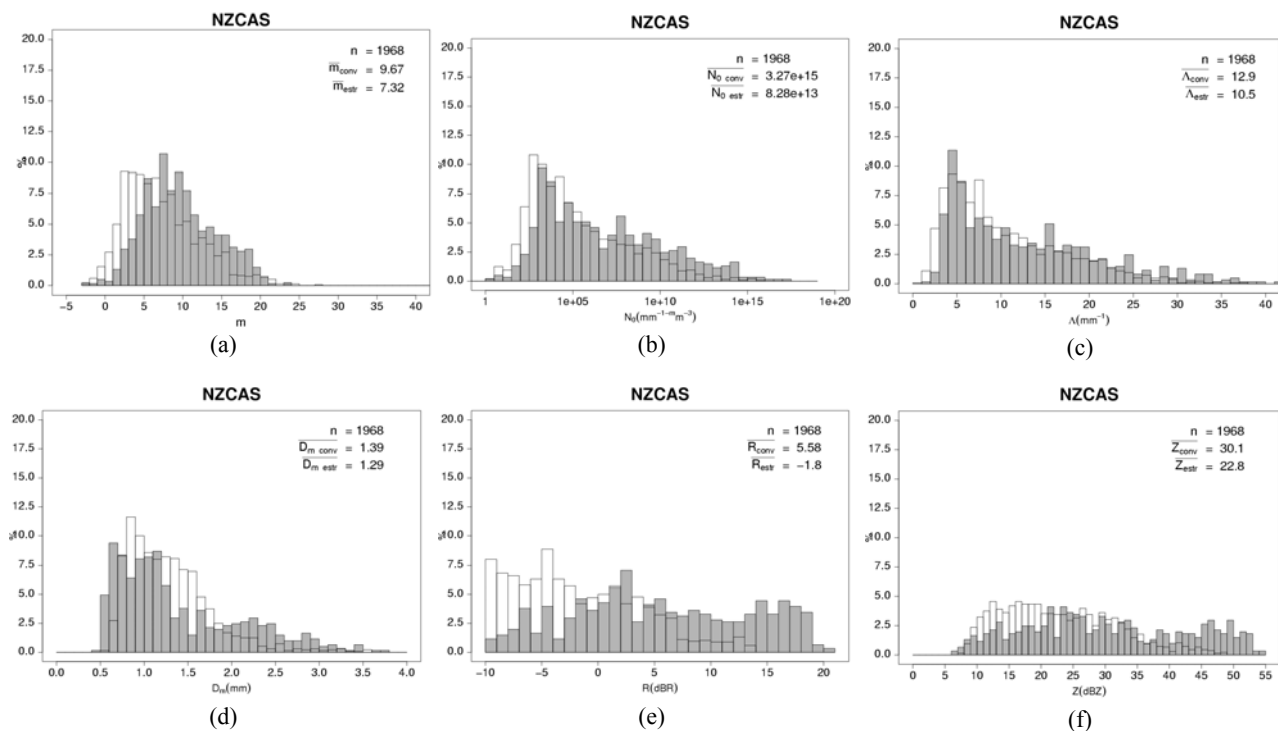
**Tabela 1.** Porcentagens dos espectros de gotas classificados como convectivos e estratiformes para os regimes de ZCAS e NZCAS e para todo o período, divididos por intensidades de taxas de precipitação  $R$ .

$R \text{ (mmh}^{-1}\text{)}$	estratiforme			convectivo		
	todo	ZCAS	NZCAS	todo	ZCAS	NZCAS
$R < 1$	47.2	50.0	43.9	10.3	12.2	8.1
$1 \leq R < 2$	9.4	8.5	10.4	5.5	5.8	5.2
$2 \leq R < 5$	7.5	5.3	10.2	6.1	7.4	4.6
$5 \leq R < 10$	1.6	1.2	2.1	3.6	4.1	3.1
$10 \leq R < 20$	1.0	0.08	2.1	2.4	2.2	2.5
$R \geq 20$	0.3	0.13	0.4	5.0	3.1	7.3

As Figuras 4 e 5 mostram as distribuições dos parâmetros da DSD  $\gamma$ ,  $m$ ,  $N_0$  e  $\Lambda$ , e parâmetros integrais de precipitação,  $D_m$ ,  $R$  e  $Z$ , para os regimes de ventos de NZCAS e ZCAS respectivamente. Observa-se que os parâmetros de forma  $m$  estratiformes estão deslocados para a esquerda em relação aos convectivos para ambos os períodos, sendo que a distribuição estratiforme do regime NZCAS é mais larga e mais deslocada para a esquerda que o mesmo do regime de ZCAS. Os parâmetros de intersecção  $N_0$  tem uma distribuição bem mais larga e com um grande pico em valores menores para o regime de NZCAS em ambos os tipos de precipitação convectiva e estratiforme. As mesmas distribuições para o regime de ZCAS são mais concentradas em valores médios de  $N_0$ . As distribuições dos parâmetros de curvatura  $\Lambda$  possuem as mesmas características das distribuições de  $N_0$ . Já a distribuição dos diâmetros médio ponderados pela massa  $D_m$  é bem mais larga para o caso o regime de NZCAS em ambos tipos de precipitação. A mesma distribuição para o regime de ZCAS está deslocada e concentrada à esquerda, tendo boa parte de  $D_m$  entre



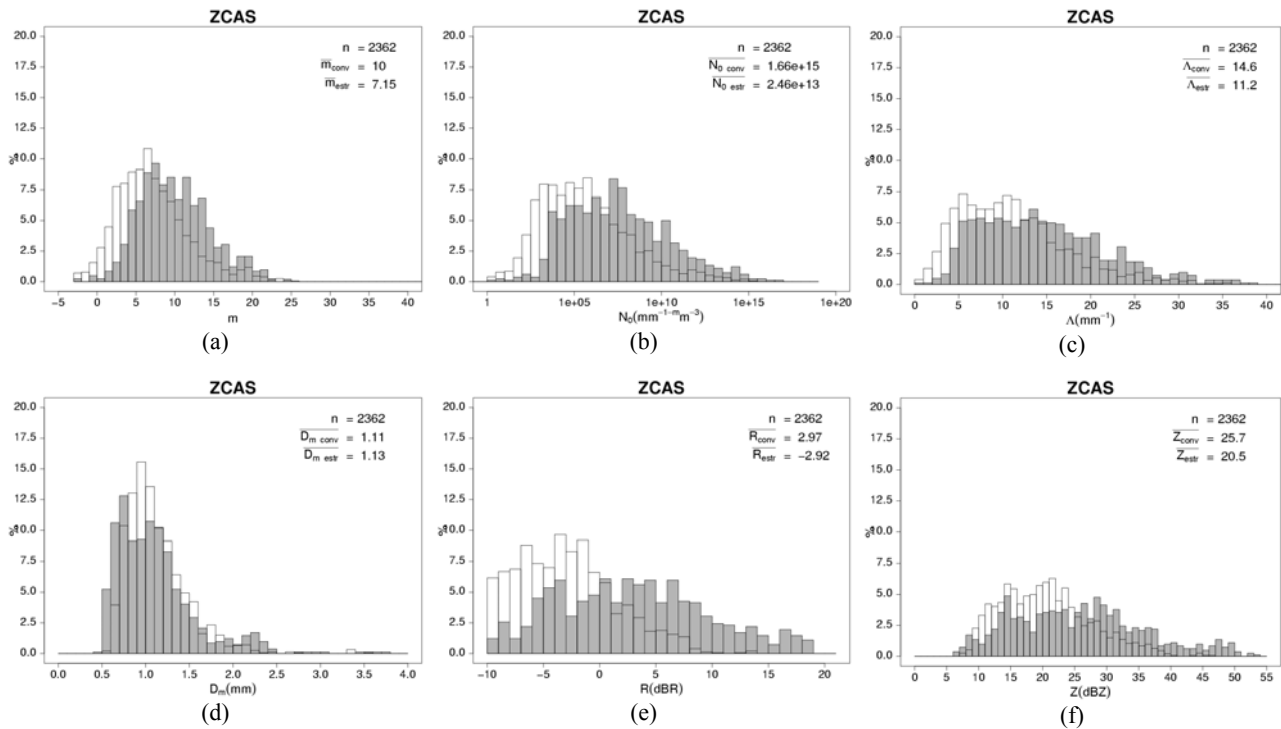
0.4 e 1.7 mm. Observa-se também que a distribuição de  $D_m$  convectiva é deslocada para esquerda em relação à estratiforme devido à ocorrência das maiores gotas na precipitação convectiva. Já a distribuição da taxa de precipitação  $R$  para o regime de NZCAS é mais larga para ambos os tipos de precipitação, possuindo grande parte de sua distribuição convectiva acima de  $10 \text{ mmh}^{-1}$ , sendo que o mesmo não ocorre com o regime de ZCAS. Nos períodos de ZCAS, as precipitações convectivas possuem taxas médias e as estratiformes possuem taxas pequenas. Comportamento semelhante é observado para a refletividade  $Z$ : uma parte considerável da distribuição convectiva do regime de NCAS está acima de 40 dBZ e do regime de ZCAS abaixo de 30 dBZ, e, ainda, não há refletividade estratiforme acima de 40 dBZ para o regime de ZCAS.



**Figura 4.** Distribuições dos parâmetros da DSD gamma (a)  $m$ , (b)  $N_0$ , (c)  $\Lambda$ , e parâmetro integrais de precipitação (d)  $D_m$ , (e)  $R$  e (f)  $Z$ , para os períodos de NZCAS, divididos em convectivo (preenchido) e estratiforme (vazio) pela Equação 12.

Para avaliar a significância das diferenças das médias dos parâmetros da distribuição de tamanho de gotas ( $m$ ,  $N_0$  e  $\Lambda$ ) e das médias das variáveis integrais de precipitação ( $Z$ ,  $R$  e  $D_m$ ) dos períodos de ZCAS e NZCAS, foi aplicado o teste de *t-student* para igualdade de duas médias, num intervalo de confiança de 95%. Este teste foi aplicado para as médias convectiva e estratiforme de cada período, e foi verificado que as médias das variáveis integrais de precipitação são diferentes, ou seja, os períodos de ZCAS e NZCAS possuem médias amostrais destas variáveis estatisticamente distintas. Os parâmetros da distribuição gamma de gotas possuem diferenças em suas médias, entre os períodos de ZCAS e NZCAS, no parâmetro de forma  $m$  convectivo e nos parâmetros de curvatura dos dois tipos de precipitação. Os parâmetros de intersecção  $N_0$  convectivos e estratiformes dos dois períodos não possuem diferenças estatisticamente

significativas, ocorrendo o contrário para os parâmetros de curvatura  $\Lambda$ .



**Figura 5.** Distribuições dos parâmetros da DSD gamma (a)  $m$ , (b)  $N_0$ , (c)  $\Lambda$ , e parâmetro integrais de precipitação (d)  $D_m$ , (e)  $R$  e (f)  $Z$ , para os períodos de ZCAS, divididos em convectivo (preenchido) e estratiforme (vazio) pela Equação 12.

### ***b) Radar de apontamento vertical***

O método de classificação do tipo de precipitação de Williams et al. (1995) (referido como WL deste ponto em diante) foi aplicado para os dados coletados pelo radar de apontamento vertical (RAV) em alta resolução (espaçamento de 105 m entre amostras com máxima altura de 10 km) (vide INTRODUÇÃO para detalhes). Neste trabalho são considerados perfis instantâneos de  $Z$ ,  $V$  e  $SW$  variáveis e não médias de 30 minutos como utilizado por WL. Assim, observou-se que para os períodos de NZCAS e ZCAS as porcentagens de precipitação estratiforme foram, respectivamente, de 50 e 58%, convectiva profunda de 43 e 41%, e as diferenças entre esses dois períodos se concentram nas precipitações mistas e estratiformes 7 e 1%. A classificação de WL se portou muito diferente da classificação de TS aplicada aos dados do JWD.

Para investigar a razão das diferenças entre o método de WL e TS, foram montados histogramas de frequência cumulativa por altura (HFCPA)<sup>6</sup> para os perfis de refletividade  $Z$  do RAV a partir da classificação destes dois métodos (não mostrado). Notou-se que tanto WL quanto TS classificam alguns perfis estratiformes (presença de banda brilhante) como convectivos. Logo, vemos que os limites de velocidade vertical e largura espectral para a detecção da banda brilhante utilizados por WL cometem alguns equívocos de classificação de perfis instantâneos<sup>7</sup>. Já no caso da

<sup>6</sup> A frequência cumulativa por altura é definida como o número de ocorrências de classes de uma variável (no caso  $Z$ ,  $V$  e  $SW$ ) em cada altura, dividido pelo número total de amostras analisadas vezes 100 (unidades em %).

<sup>7</sup> A média de perfis de precipitação com duração de 30 minutos, suaviza os perfis dessas variáveis.

classificação de TS, Atlas et al. (2000) apontaram esse método como ambíguo, pois o espectro de gotas estratiforme é composto de dois tipos: 1) pequenas concentrações de gotas grandes com  $Z$  relativamente grande, que cresceram por agregação acima da zona de degelo, e 2) grandes concentrações de gotas pequenas, que cresceram por *rimming*<sup>8</sup> e nenhuma agregação acima da zona de degelo<sup>9</sup>.

Como as classificações da precipitação de WL e TS se mostraram inadequadas, houve a necessidade de se criar uma nova classificação. A principal característica da precipitação estratiforme é a presença da banda brilhante, ou seja, um perfil *vertical* de refletividade praticamente constante até a base da banda brilhante, a partir da qual a refletividade cresce rapidamente até um valor máximo e então decresce até o topo dessa camada de altas refletividades. Já a precipitação convectiva é caracterizada por altas refletividades da superfície até altos níveis, praticamente constantes. Outra diferença entre a precipitação convectiva e a estratiforme é a largura espectral: na precipitação convectiva há mais turbulência. Assim, para quantificar as características descritas acima, foram calculados o quadrado das diferenças de  $Z$ ,  $V$  e  $SW$  entre amostras consecutivas de 3.5 a 5 km de altura, dividido pela diferença de altura entre as amostras, e então foram calculadas as médias dessas diferenças quadráticas (MDQ) para cada perfil<sup>10</sup>. Ou seja:

$$\overline{\Delta^2 X} = \frac{\sum_{h=3.5km}^{5.0km} [X(h + \Delta h) - X(h)]^2}{\Delta h}$$

onde  $\overline{\Delta^2 X}$  é a média das diferenças quadráticas da variável  $X$  ( $Z$ ,  $V$  ou  $SW$ ) e  $\Delta h$  é a diferença de altura entre as amostras. A distinção da precipitação entre convectiva e estratiforme foi obtida empiricamente a partir da evolução temporal de  $\overline{\Delta^2 Z}$ ,  $\overline{\Delta^2 V}$  e  $\overline{\Delta^2 SW}$ , atribuindo limites a estas médias para precipitação estratiforme e precipitação convectiva, como mostram as Figuras 7b, 7c e 7d. Observa-se que a presença das características da banda brilhante fica nítida se estabelecidos alguns valores limites para  $\overline{\Delta^2 Z}$ ,  $\overline{\Delta^2 V}$  e  $\overline{\Delta^2 SW}$ , representados pelas linhas tracejadas. Logo, os limites das MDQs usadas na classificação da precipitação em convectiva ou estratiforme são<sup>11</sup>:

Estratiforme	Convectivo
$\overline{\Delta^2 Z} > 0.025 \text{ dB}^2 \text{ m}^{-1}$	$\overline{\Delta^2 Z} \leq 0.025 \text{ dB}^2 \text{ m}^{-1}$
$\overline{\Delta^2 V} < 0.02 \text{ m}^2 \text{ s}^{-4} \text{ m}^{-1}$	$\overline{\Delta^2 V} \geq 0.02 \text{ m}^2 \text{ s}^{-4} \text{ m}^{-1}$
$\overline{\Delta^2 SW} < 0.002 \text{ m}^2 \text{ s}^{-4} \text{ m}^{-1}$	$\overline{\Delta^2 SW} \geq 0.002 \text{ m}^2 \text{ s}^{-4} \text{ m}^{-1}$

A partir desta nova classificação observou-se que os períodos de ZCAS foram bem mais

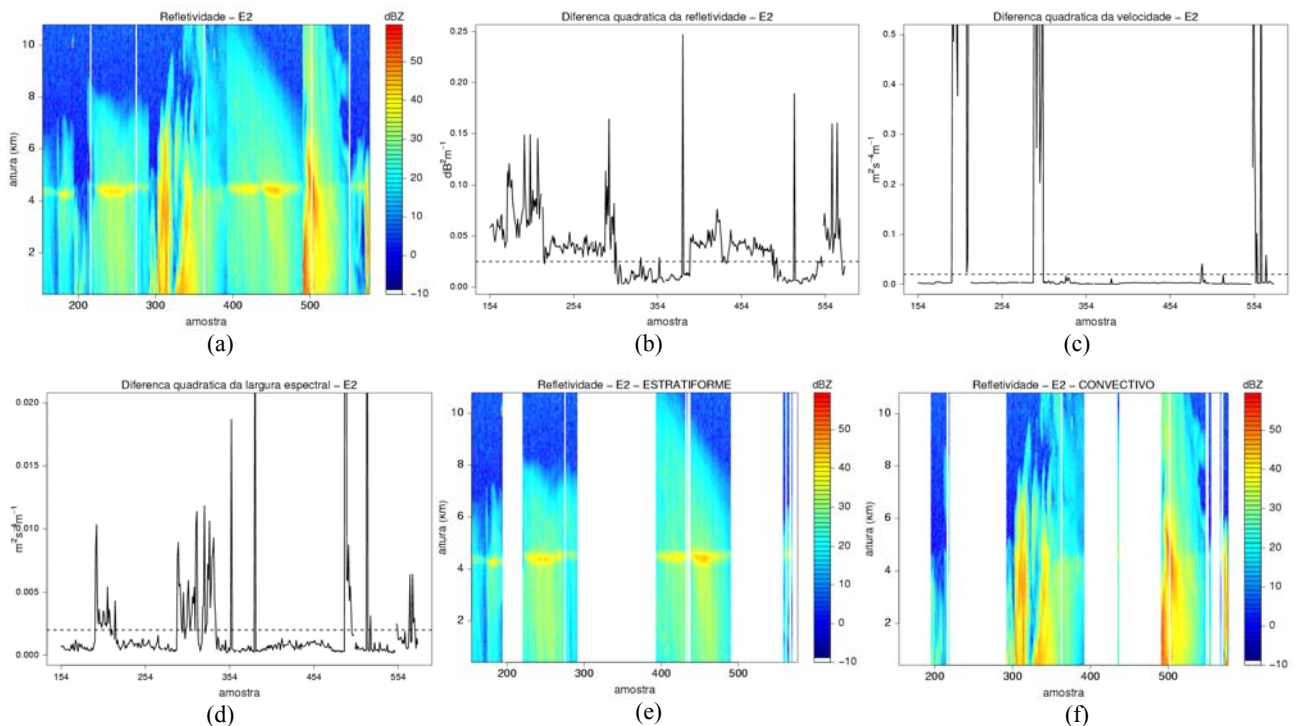
<sup>8</sup> Colisão entre partícula de gelo e partícula líquida, que congela ao entrar em contato com o cristal.

<sup>9</sup> Lembrar que  $Z$  é proporcional à sexta potência do diâmetro das gotas (Equação 10).

<sup>10</sup> O quadrado da diferença entre amostras foi utilizado para quantificar a magnitude desta diferença, sem se preocupar com o sinal da mesma.

<sup>11</sup> Deve-se enfatizar que estes valores são validos apenas para amostras com resolução vertical de 105 m.

estratiformes que os de NZCAS (66% e 44% das amostras, respectivamente). O total de precipitação convectiva acumulada no período de NZCAS é cerca de 15% maior que nos períodos de ZCAS, apesar do menor número do total de amostras de NZCAS, o que caracteriza sistemas precipitantes mais convectivos nos períodos NZCAS. O teste *t-student* para a significância de igualdade de duas proporções, num intervalo de confiança de 95% (ou erro de 5%), rejeitou a hipótese de igualdade de proporções entre ZCAS e NZCAS. Logo, pode-se concluir que o regime de NZCAS é mais convectivo que o regime de ZCAS.

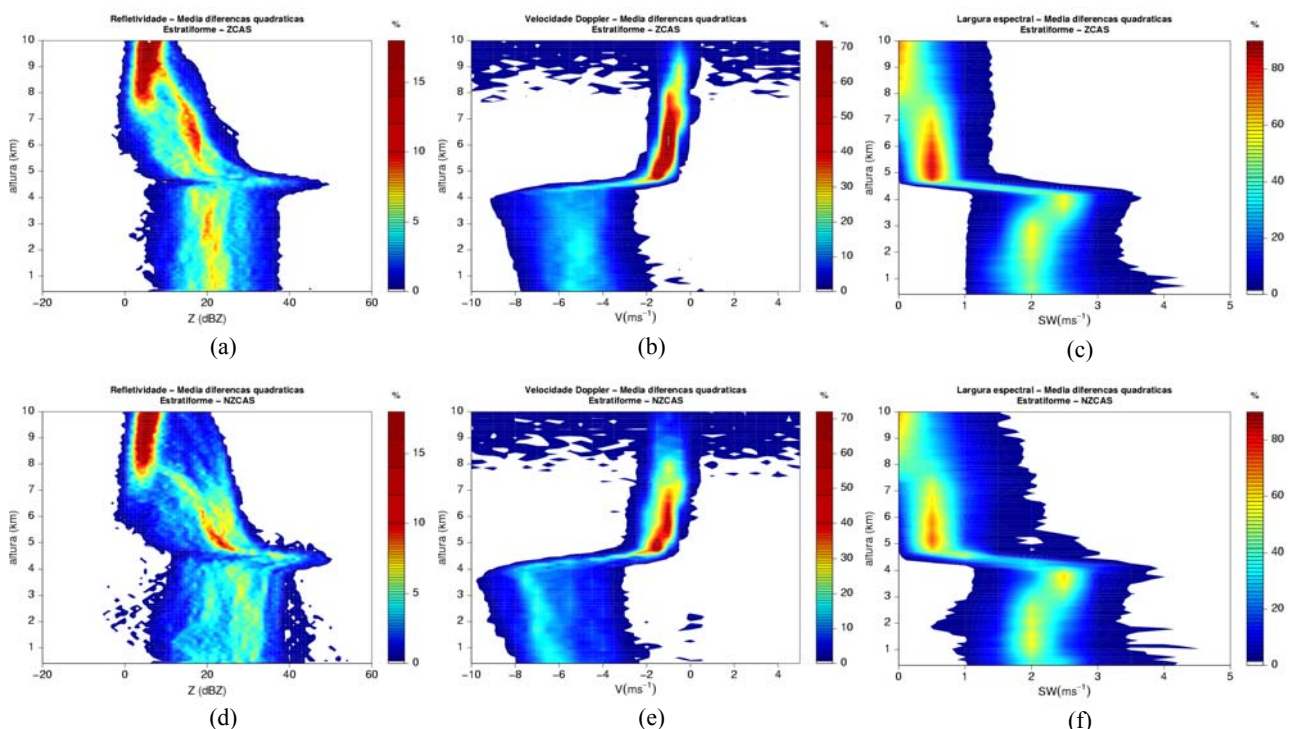


**Figura 7.** (a) Amostras de  $Z$ , MDQs de (b)  $Z$ , (c)  $V$  e (d)  $SW$ , (e) amostras *estratiformes* e (f) amostras *convectivas* de  $Z$ , ambas classificadas pelo MDQ para o regime de ventos de E2. As linhas tracejadas em (b), (c) e (d) indicam os limites de WL.

As Figuras 8 e 9 mostram HFCA de  $Z$ ,  $V$  e  $SW$  para os períodos de ZCAS e NZCAS, classificados como estratiforme e convectiva, respectivamente, utilizando o método da média das diferenças quadráticas. Nos períodos de ZCAS, as refletividades concentram-se entre 15 e 35 dBZ abaixo da região de degelo e entre 10 e 20 dBZ acima dessa região, indicando que os perfis de  $Z$  são muito parecidos entre si durante as precipitações estratiformes dos períodos de ZCAS. Já nos períodos de NZCAS, a distribuição desses mesmos perfis é mais larga tanto abaixo quanto acima da banda brilhante: acima da banda brilhante há grandes concentrações de valores em aproximadamente 20 dBZ, e entre 6 e 8.5 km de altura há três grupos de concentrações em torno de 15, 20 e 25 dBZ. Isto indica que nos períodos de NZCAS há vários graus de intensidade dos processos de formação e crescimento de hidrometeoros acima de 6 km de altura. Os perfis do grupo de concentração de  $Z > 20$  dBZ nesta região podem ser explicados através de fortes correntes ascendentes da região convectiva, que advectam hidrometeoros para altos níveis da porção

convectiva para a estratiforme, uma vez que os períodos de NZCAS aparentam ser mais convectivos. A grande concentração de refletividades em torno de 25 dBZ entre o topo da banda brilhante e ~6 km sugere que há eficientes processos de agregação e também de *rimming* nesta região. Abaixo da banda brilhante, há grande variabilidade de Z, sendo que a maior parte está acima de 25 dBZ. A grande variabilidade dos perfis de Z mostra que os períodos de NZCAS têm diferentes intensidades dos processos de formação e crescimento de hidrometeoros, sendo que estes processos talvez sejam menos intensos nos períodos de ZCAS.

Os perfis de velocidade vertical estratiformes (Figuras 8b) dos períodos de ZCAS possuem maior concentração dos perfis entre ~-6 e -4 ms<sup>-1</sup> abaixo da banda brilhante, enquanto que os períodos de NZCAS (Figura 8e) têm suas maiores concentrações de -5 a -7 ms<sup>-1</sup>, o que pode ser um indício de gotas maiores<sup>12</sup>, ou de correntes descendentes de meso-escala mais intensas<sup>13</sup>. Acima da banda brilhante, nos períodos de NZCAS, há um pouco mais de variabilidade da velocidade vertical, que está associada aos perfis de Z nessa região. A distribuição da largura espectral SW abaixo da banda brilhante é praticamente idêntica nos dois períodos. Há somente alguma diferença entre estas distribuições na região acima da banda brilhante. Os períodos de NZCAS têm uma distribuição de SW um pouco mais larga acima da banda brilhante, o que também está associada às características dos perfis de Z dos períodos de NZCAS discutidas acima.

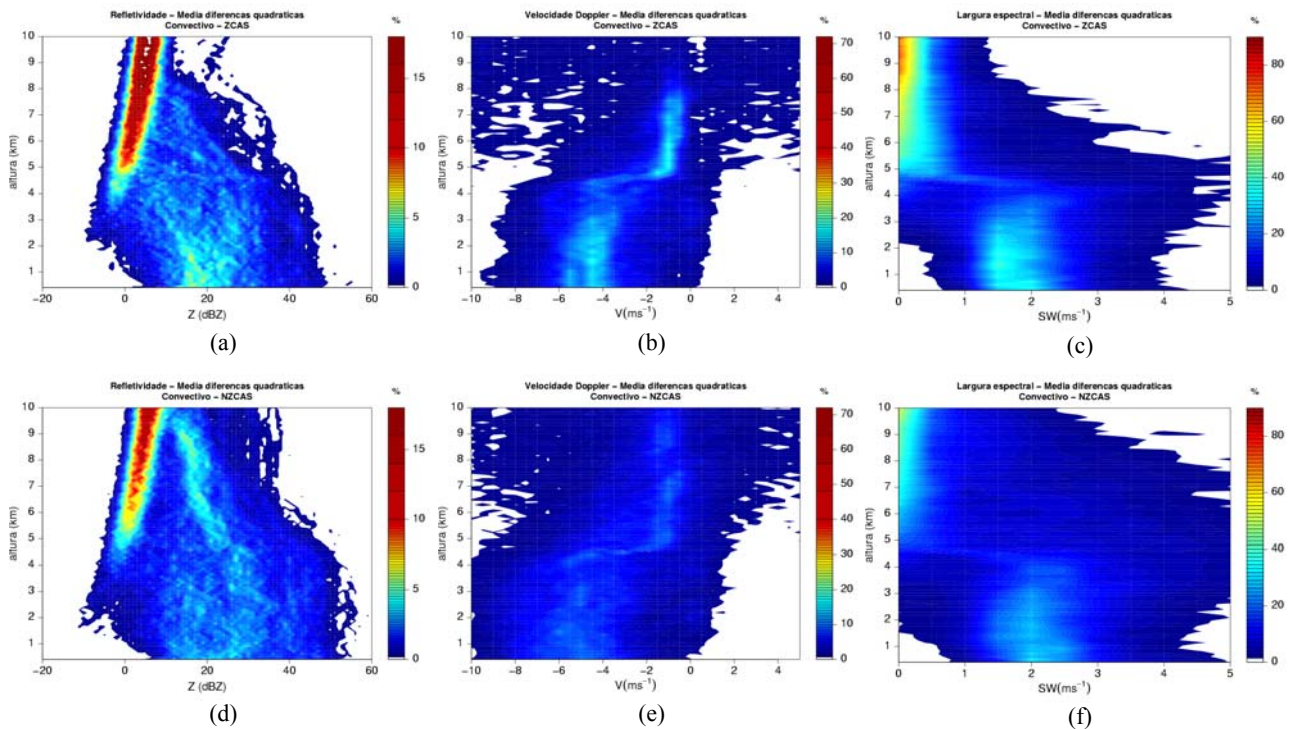


**Figura 8.** Histogramas de frequência cumulativa por altura de precipitações *estratiformes* de perfis verticais de (a) Z, (b) V e (c) SW para o períodos de ZCAS; (d), (e) e (f) idem à (a), (b) e (c), respectivamente, porém para períodos de NZCAS. Classificação pelo método da média das diferenças quadráticas.

<sup>12</sup> pois gotas maiores tem uma maior velocidade terminal (Equação ??).

<sup>13</sup> pois a velocidade do RAV é a convolução das velocidades dos hidrometeoros e da velocidade do ar.

Nas precipitações do tipo convectiva (Figura 8), os perfis de  $Z$  para o período de NZCAS possuem uma distribuição mais larga que os mesmos dos períodos de ZCAS. Nos períodos de NZCAS, há uma maior concentração de perfis maiores que 25 dBZ, se estendendo da superfície até altos níveis ( $\sim 9$  km), sendo que de 6 a 9.5 km de altura as maiores concentrações estão entre 15 e 20 dBZ. Nos períodos de ZCAS, os perfis são mais rasos com as maiores concentrações entre 15 e 25 dBZ, de 3 km de altura até a superfície. A distribuição dos perfis de velocidade vertical  $V$  dos períodos de NZCAS é muito maior que a dos períodos de ZCAS, a qual possui maiores concentrações entre  $-4$  e  $-6$   $\text{ms}^{-1}$  em baixos níveis e  $\sim -1$   $\text{ms}^{-1}$  em altos níveis. A distribuição dos perfis de largura espectral  $SW$  acompanha a distribuição da velocidade, sendo que nos períodos de NZCAS ela é bem maior que a dos períodos de ZCAS. Ou seja, as precipitações convectivas dos períodos de NZCAS aparentam ser mais profundas e mais turbulentas.



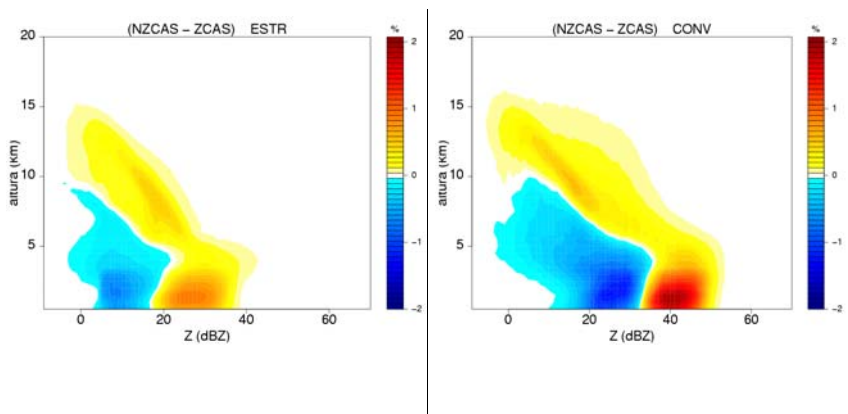
**Figura 9.** Histogramas de frequência cumulativa por altura de precipitações convectivas de perfis verticais de (a)  $Z$ , (b)  $V$  e (c)  $SW$  para o períodos de ZCAS; (d), (e) e (f) idem à (a), (b) e (c), respectivamente, porém para períodos de NZCAS. Classificação pelo método da média das diferenças quadráticas.

### c) Radar S-Pol

O radar S-Pol operou do dia 10 ao dia 16 de Janeiro durante parte do dia e a partir do dia 17 de Janeiro a operação foi durante todo o dia. Mas, houveram casos em que a varredura do radar não era completa para acompanhar a operação do avião de microfísica Citation II. Na análise apresentada abaixo, foram consideradas todas as varreduras incompletas ou completas.

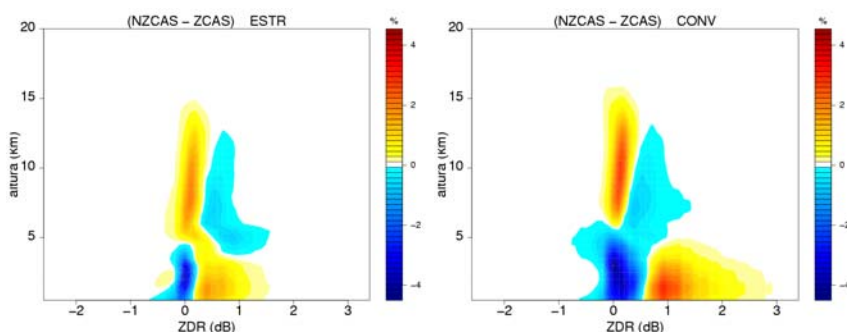
A classificação da precipitação em convectiva ou estratiforme de Steiner et al. (1995) foi aplicada a estes dados para CAPPis de 3 km de altura. Observou-se que o os períodos de ZCAS

tiveram cerca de 9% a mais de cobertura total da área do radar, sendo que que esta diferença está concentrada na precipitação estratiforme, a qual tem 7% da cobertura nos períodos de NZCAS contra 16% dos períodos de ZCAS. Ou seja, os períodos de ZCAS têm uma maior área de cobertura de nuvens sendo, em sua maioria, estratiforme.



**Figura 10.** Diferença entre os HFCPA de Z de NZCAS e ZCAS (nesta ordem), para os perfis verticais classificados como convectivos e estratiformes pelo método de Steiner et al. (1995).

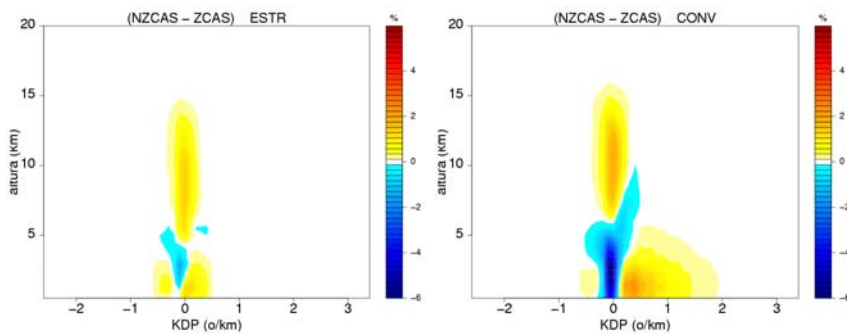
As Figuras 10, 11, 12, 13 e 14 mostram a diferença entre os histogramas de frequência cumulativa por altura (HFCPA) de NZCAS e os de ZCAS (nesta ordem) para a refletividade  $Z$ , refletividade diferencial  $ZDR$ , fase diferencial específica  $KDP$ , razão de depolarização linear  $LDR$  e coeficiente de correlação  $RHO$ , respectivamente. Nota-se na Figura 10 que os perfis verticais de  $Z$  convectivos e estratiformes de NZCAS possuem refletividades mais altas (diferenças positivas entre os histogramas), sendo que os perfis convectivos concentram as maiores diferenças abaixo de 4 km de altura. Na região de fase mista (4 a 6 km de altura) da precipitação estratiforme há um segundo pico menos intenso de diferenças entre os perfis verticais dos dois períodos. Esta diferença provavelmente se deve às diferentes intensidades dos processos de agregação e *rimming* dos períodos de ZCAS e NZCAS.



**Figura 11.** Diferença entre os HFCPA de  $ZDR$  de NZCAS e ZCAS (nesta ordem), para os perfis verticais classificados como convectivos e estratiformes pelo método de Steiner et al. (1995).

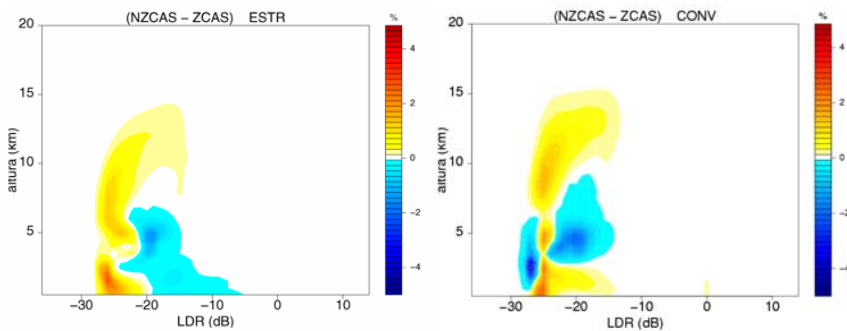
As diferenças entre os perfis verticais de  $ZDR$  (Figura 11) dos períodos de ZCAS e NZCAS para a precipitação convectiva indicam que os períodos de NZCAS têm espectros mais largos, indicados pelas diferenças positivas abaixo de 4 km de altura, entre 0.5 e 3 dB. Mais diferenças positivas encontram-se entre 5 e 15 km, caracterizando os períodos de NZCAS com maior conteúdo

de água líquida nessa região, associado à fortes correntes ascendentes que carregam gotas supercongeladas até altos níveis. Os perfis verticais estratiformes de ZCAS e NZCAS diferem nas larguras de seus espectros acima e abaixo de 5 km: NZCAS possui espectro um pouco mais largo abaixo deste nível e o período de ZCAS possui espectro largo acima deste nível. As diferenças positivas acima de 5 km também podem ser indicativas de diferentes intensidades nos processos de agregação na formação da precipitação estratiforme.

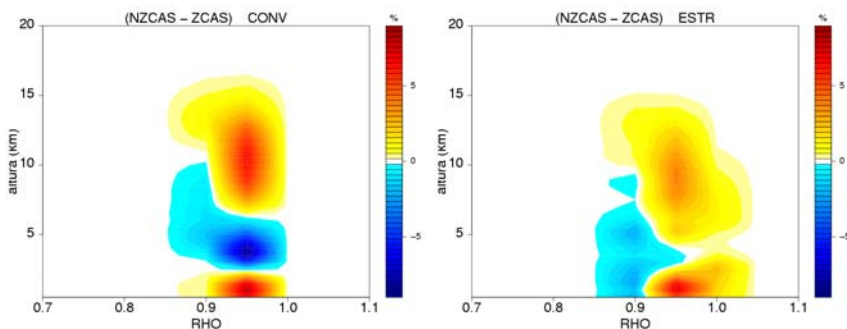


**Figura 12.** Diferença entre os HFCPA de *KDP* de NZCAS e ZCAS (nesta ordem), para os perfis verticais classificados como convectivos e estratiformes pelo método de Steiner et al. (1995).

A Figura 12 mostra que os períodos de NZCAS têm espectros mais largos de *KDP* na precipitação do tipo convectiva, com valores altos de até  $2 \text{ }^\circ\text{km}^{-1}$ . Estes altos valores de *KDP* são indicativos de altas taxas de precipitação, logo os períodos de NZCAS estaria associado à altas taxas precipitação, concordando com os resultados obtidos pelas análises do JWD e RAV. Os perfis estratiformes desta variável do períodos de ZCAS e NZCAS se mostram muito semelhantes.



**Figura 13.** Diferença entre os HFCPA de *LDR* de NZCAS e ZCAS (nesta ordem), para os perfis verticais classificados como convectivos e estratiformes pelo método de Steiner et al. (1995).



**Figura 14.** Diferença entre os HFCPA de *RHO* de NZCAS e ZCAS (nesta ordem), para os perfis verticais classificados como convectivos e estratiformes pelo método de Steiner et al. (1995).

Observa-se na Figura 13 que os espectros estratiformes de *LDR* dos períodos de ZCAS



possuem mais concentrações positivas dessa variável em valores acima de -20 dB (diferenças negativas na figura). Esta característica abaixo de 4 km indica maiores concentrações de precipitação com baixa concentração de gotas grandes nos períodos de ZCAS, que está associada ao pico de concentrações positiva em 5 km. Este pico corresponde ao degelo de hidrometeoros no nível de 0°C, logo nos períodos de ZCAS os agregados de cristais de gelo e neve podem ser um pouco maiores que os de NZCAS. Há também um pico positivo de diferenças em torno de -25 dB em baixos níveis, que pode estar associado à maior ocorrência de gotas menores de até 2 mm de diâmetro [Straka et al., 2000] no período de NZCAS. Já os perfis de \$LDR\$ da precipitação convectiva dos períodos de ZCAS e NZCAS têm as principais diferenças na região de fase mista. As diferenças negativas nessa região entre -26 e -15 dB podem ser indicativas grande quantidade de gotas supercongeladas ou granizos pequenos [Straka et al., 2000]. As diferenças positivas entre estes períodos acima de 7 km de altura entre -26 e -15 dB podem ser indicativas de uma maior quantidade de cristais de gelo nessa região das nuvens nos períodos de NZCAS, o que inclui gelo orientado na vertical, sendo uma característica de sistemas convectivos com alto campo elétrico [Bringi e Chandrasekar, 2001]. Esta é uma característica se sistemas convectivos profundos.

As diferenças entre os perfis verticais de *RHO* (Figura 14) dos períodos de ZCAS e NZCAS para a precipitação convectiva indicam que os períodos de ZCAS possuem processos de fase mista mais intensos (valores negativos entre 3 e 6 km), enquanto que os processos de fase de gelo podem ser mais intensos nos períodos de NZCAS (valores positivos entre 7 e 15 km de altura). Estes valores positivos das diferenças entre os histogramas de *RHO* acima de 5 km, entre 0.9 e 1.0, indicam que os períodos de NZCAS tendem a ter processos de fase de gelo mais intensos, e provavelmente mais granizos. No caso da precipitação estratiforme, os valores negativos das diferenças entre os coeficientes de correlação de NZCAS e ZCAS, para valores abaixo de 0.9, indicam que os processos associados à presença da banda brilhante podem ser mais intensos nos períodos de NZCAS, pois hidrometeoros em degelo possuem baixos valores de *RHO*. Acima de 7 km observa-se diferenças positivas, que podem estar associadas às intensas correntes ascendentes convectivas que advectam hidrometeoros para a região estratiforme da nuvem.

### **Classificação de tipos de hidrometeoros**

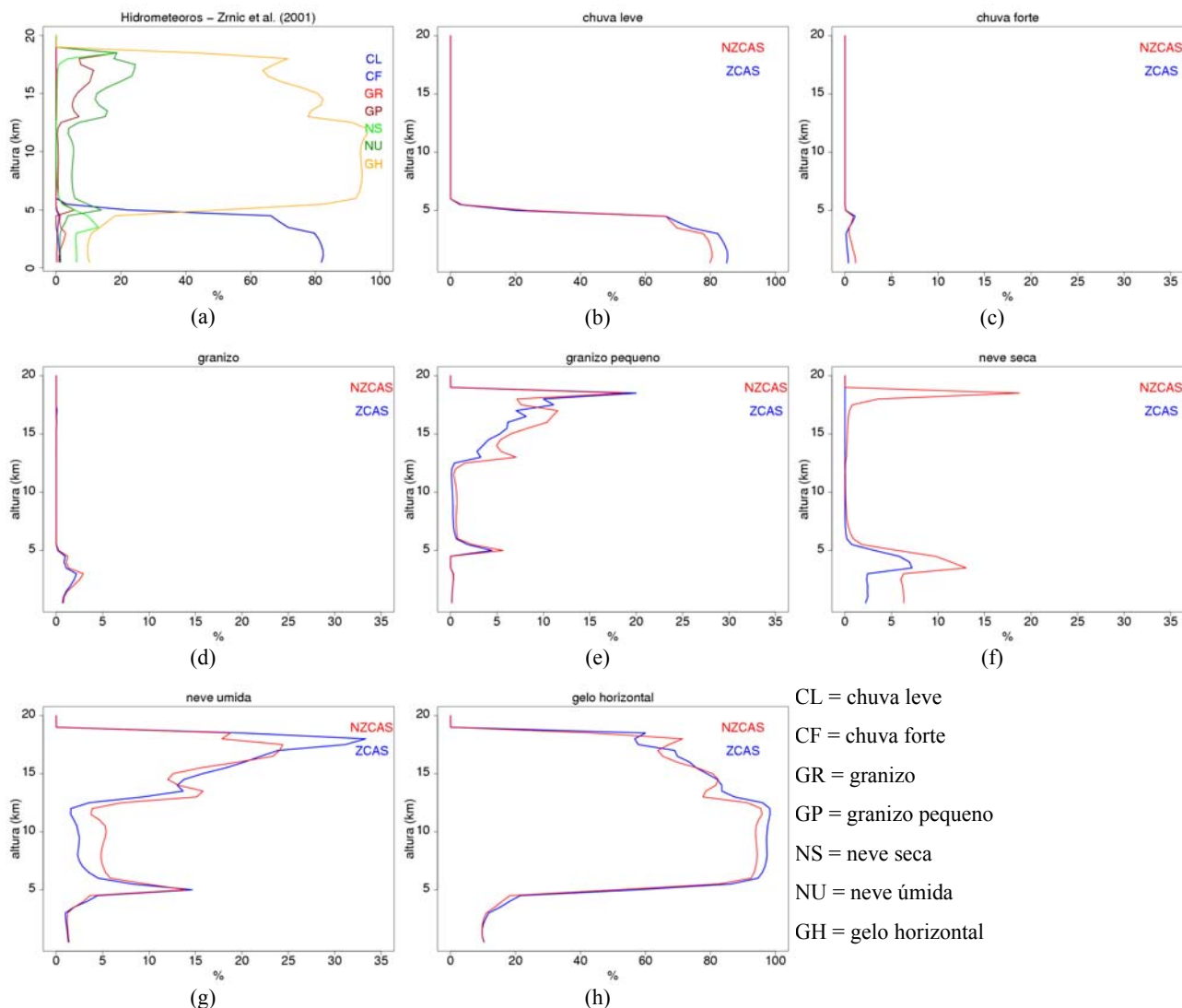
Os dados coletados pelo radar S-POL foram utilizados para a classificação de hidrometeoros pela lógica *fuzzy* através de funções trapezodais bidimensionais de Zrnic et al. (2001). Este método combina as cinco variáveis polarimétricas *Z*, *ZDR*, *KDP*, *LDR* e *RHO* e a temperatura, resultando em um único tipo de hidrometeoro. Este método divide as dimensões dessas variáveis em funções peso que são maximizadas na região de validade do hidrometeoro, resultando em um destes tipos de hidrometeoros: chuva leve, chuva moderada, chuva forte, chuva com gotas grandes, chuva+granizo, granizo, granizo pequeno, neve seca, neve úmida, gelo horizontal e gelo vertical. Optou-se por

utilizar um único perfil médio de temperatura ao invés de todas as radiossondagens lançadas em períodos próximos às varreduras do radar. O motivo de tal escolha foi evitar a introdução de ruídos nesta análise. Assim, o perfil de temperatura utilizado na classificação foi obtido através da média dos perfis de temperatura das radiossondagens do sítio localizado na Fazenda Nossa Senhora (10.75S 62.37W), a cerca de 40 km do radar S-POL, realizadas durante o experimento WETAMC/LBA.

A Figura 15a mostra as porcentagens de hidrometeoros por altura para os tipos de hidrometeoros classificados pelo método de Zrníc et al. (2001), para todo o período de amostragem do radar S-POL. Observa-se que esta classificação apresentou alguns resultados duvidosos. Primeiramente, os tipos chuva moderada, chuva dominada por gotas grandes e cristais de gelo orientados na vertical não obtiveram nenhuma classificação dos conjunto de variáveis polarimétricas. Isto deve ter ocorrido devido ao domínio destes hidrometeoros nas funções peso bidimensionais: os domínios destes hidrometeoros são sub-domínios de outros hidrometeoros em todas as variáveis polarimétricas. Por exemplo, os domínios da chuva moderada e da chuva dominada por gotas grandes estão em parte nos domínios da chuva leve e chuva forte, e o domínio dos cristais de gelo orientados na vertical são exatamente os mesmos dos cristais de gelo orientados na horizontal, exceto para a função peso de *KDP*. O tipo de hidrometeoro chuva+granizo teve apenas 0.01% de classificação, em regiões abaixo de 5 km, também devido ao seu sub-domínio se sobrepor aos domínios de chuva forte e granizo. Em segundo lugar, este método classificou uma considerável porção de neve seca e gelo horizontal abaixo de 4 km de altura, onde a temperatura se encontra acima de 0°C. Ele também classificou hidrometeoros como neve úmida e granizo pequeno de 12 a 18 km de altura: nessa região a temperatura é menor que -45°C, logo é fisicamente impossível haver água líquida, e granizos são partículas muito pesadas para alcançarem alturas acima de 15 km. Na região em torno de 5 km de altura, observa-se que há picos de porcentagens nos tipos neve úmida e granizo pequeno. Provavelmente, estes dois tipos de hidrometeoros se confundem na classificação pois seus sub-espacos nas funções peso muitas vezes se sobrepõem. Porém, pode ser interpretado como um indício da variação do campo de refletividade e, conseqüentemente, indicativo de banda brilhante. Abaixo de 5 km de altura, 60 a 80% das classificações foram de chuva leve, 1% de chuva forte e 2.5% de granizo. Acima desta altura, 60 a 80% das classificações foram de gelo horizontal. Considerando que, no geral, temos água na fase líquida abaixo de 0°C e água na fase sólida acima deste nível, estas classificações estão coerentes, salvos os erros apontados acima.

As Figuras 15b a 15h mostram as porcentagens desta classificação de hidrometeoros por altura, divididos em períodos de ZCAS e NZCAS. Observa-se que os perfis verticais de porcentagens de todos os hidrometeoros destes períodos são semelhantes entre si. Poucas diferenças ocorrem em relação às fases líquida e sólidas da água: há 5% a mais de chuva leve abaixo de 3 km

de altura e cerca de 3% a mais de gelo horizontal entre 6 e 17 km de altura no períodos de ZCAS. Nos períodos de NZCAS, há 5% a mais de neve úmida de 6 a 12 km de altura, porém deve-se lembrar que a presença deste tipo de hidrometeoro neste intervalo de alturas é duvidoso, ocorrendo o mesmo com o granizo pequeno acima de 15 km e a neve seca abaixo de 5 km de altura.



**Figura 15.** (a) Porcentagens de hidrometeoros por altura utilizando a classificação de hidrometeoros pela lógica *fuzzy* com as funções peso bidimensionais de Zrníc et al. (2001). (b) a (h) Porcentagens de hidrometeoros indicados por altura, divididos em períodos de ZCAS e NZCAS, utilizando a as funções peso bidimensionais de Zrníc et al. (2001).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Combinando as classificações de tipos de precipitação aplicadas ao disdrômetro e ao RAV, verificou-se que estes dois métodos possuíam falhas. Assim, um novo método de classificação baseado na média das diferenças quadráticas de amostras consecutivas de refletividade  $Z$ , velocidade  $V$  e largura espectral  $SW$  deste radar foi desenvolvida, obtendo ótimos resultados. Este método mostrou que os perfis verticais do RAV sugerem diferentes intensidades dos processos de agregação e *rimming* entre os períodos de ZCAS e NZCAS, sendo que os períodos de NZCAS mostraram ter espectros estratiformes mais largos, que podem estar associados a intensos processos

de agregação na região acima do nível de 0°C. A análise do JWD utilizando a classificação do radar de apontamento vertical mostrou que os períodos de NZCAS tiveram a maior precipitação acumulada (170 mm), sendo que 86% desta foi de origem convectiva (15% a mais do que nos períodos de ZCAS), concordando com os resultados de Halverson et al. (2002).

As diferenças entre ZCAS e NZCAS dos perfis verticais das variáveis polarimétricas do radar S-Pol concentraram-se na precipitação do tipo estratiforme e região da banda brilhante: períodos de ZCAS têm tendência a terem processos microfísicos mais intensos na região da banda brilhante e abaixo dela, enquanto que os períodos de NZCAS têm estes processos mais intensos na região de fase mista e gelo, associadas às intensas correntes ascendentes da região convectiva que advectam hidrometeoros para a região de precipitação estratiforme. No caso da precipitação convectiva, os períodos de NZCAS tendem a ter maior atividade na região de fase mista, com provável maior formação de granizo.

A classificação de hidrometeoros pela lógica *fuzzy* esteve limitada pela baixa resolução dos volumes do radar utilizada. A interpolação das variáveis do radar para uma grade de baixa resolução pode resultar em valores de *ZDR*, *KDP* e *RHO* pouco representativos, pois estes têm um espectro limitado de valores.

Assim, através dos dados do JWD, do radar de apontamento vertical e do radar S-POL, instalados no estado de Rondônia para o experimento de campo WETAMC/LBA & TRMM/LBA, foi possível analisar a detalhada estrutura microfísica, associada à um padrão mais convectivo dos regimes de ventos de leste e a um padrão mais estratiforme dos regimes de ventos de oeste, relacionados com a oscilação intrasazonal (OIS) presente durante o período do experimento. A análise microfísica dos regimes convectivos associados à OIS mostraram uma grande diferença no tipo, tamanho e processos microfísicos de crescimento de hidrometeoros em cada período regido pela presença ou não da Zona de Convergência Atlântico Tropical (ZCAS).

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem: à FAPESP pelo suporte financeiro desta pesquisa, e aos Drs. Carlos A. Morales, Ali Tokay e Alexander Ryzhkov pelas discussões e informações concedidas.

## REFERENCIAS

- Biggerstaff e Houze Jr., 1993: *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3091-3110.  
Steiner et al., 1995: *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978-2007.
- Bringi e Chandrasekar, 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar - Principles and Applications*, Cambridge University Press, New York, 636pp.
- Straka et al, 2000: *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1341-1372.
- Gandu e Silva Dias, 1998: *J. Geophys. Res.*, **103**, D6, 6001-6015.  
Tokay e Short, 1996: *J. Appl. Meteor.*, **35**, 355-371.
- Halverson et al. 2002: *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1493-1509.  
Waldvogel, 1974: *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1068-1078.
- Houghton, 1973: *J. Appl. Meteor.*, **7**, 851-859.  
Wang e Rui, 1990: *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.
- Kousky e Kayano, 1994: *J. Climate*, **7**, 1131-1143.  
Williams et al., 1995: *J. Atmos. Ocea. Technol.*, **12**, 996-1012.
- Rickenbach et al. 2002: *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029.  
Zrnica et al., 2001: *J. Atmos. Ocea. Technol.*, **18**, 892-913.
- Silva Dias et al., 2002: *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029