



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.14.16.59-TDI

## INFLUÊNCIAS DAS CONCENTRAÇÕES DE AEROSSÓIS NA MICROFÍSICA DE NUVENS CONVECTIVAS FORMADAS SOBRE A AMAZÔNIA

Ramon Campos Braga

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Daniel Alejandro Vila, e Rachel Ifanger Albrecht, aprovada em 28 de agosto de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PELPDE>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

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

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

**Membros:**

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

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

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

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

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

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

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

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

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

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.14.16.59-TDI

**INFLUÊNCIAS DAS CONCENTRAÇÕES DE  
AEROSSÓIS NA MICROFÍSICA DE NUVENS  
CONVECTIVAS FORMADAS SOBRE A AMAZÔNIA**

Ramon Campos Braga

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Daniel Alejandro Vila, e Rachel Ifanger Albrecht, aprovada em 28 de agosto de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PELPDE>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Braga, Ramon Campos.

B73i      Influências das concentrações de aerossóis na microfísica de nuvens convectivas formadas sobre a Amazônia / Ramon Campos Braga. – São José dos Campos : INPE, 2017.  
xl + 227 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.14.16.59-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientadores : Drs. Daniel Alejandro Vila, e Rachel Ifanger Albrecht.

1. Microfísica de nuvens convectivas. 2. Amazônia. 3. Aerossóis. 4. Chuva. 5. Raios. I.Título.

CDU 551.576.1:504.5(811.3)

---



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

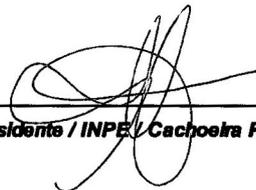
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Ramon Campos Braga**

Título: "INFLUÊNCIAS DAS CONCENTRAÇÕES DE AEROSSÓIS NA MICROFÍSICA DE NUVENS CONVECTIVAS FORMADAS SOBRE A AMAZÔNIA".

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

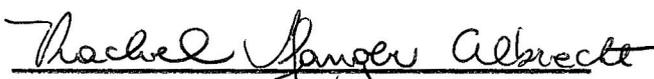
Dra. Simone Marilene Sievert da Costa  
Coelho

  
\_\_\_\_\_  
**Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP**

Dr. Daniel Alejandro Vila

  
\_\_\_\_\_  
**Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP**

Dra. Rachel Ifanger Albrecht

  
\_\_\_\_\_  
**Orientador(a) / IAG/USP / São Paulo - SP**

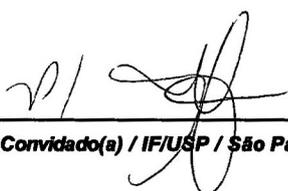
Dr. Carlos Frederico de Angelis

  
\_\_\_\_\_  
**Membro da Banca / CEMADEN / São José dos Campos - SP**

Dra. Luciana Varanda Rizzo

  
\_\_\_\_\_  
**Convidado(a) / UNIFESP / Diadema - SP**

Dr. Paulo Eduardo Artaxo Netto

  
\_\_\_\_\_  
**Convidado(a) / IF/USP / São Paulo - SP**

**Este trabalho foi aprovado por:**

**maioria simples**

**unanimidade**

**São José dos Campos, 28 de agosto de 2017**



*“Em um deserto todos os espinhos são flores”.*

*Provérbio israelense*



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a meus pais, Edgar e Célia, e a minha irmã Giordana pelo apoio durante toda a minha vida e em especial durante a execução do presente trabalho.

Aos meus orientadores Daniel Alejandro Vila e Rachel Ifanger Albrecht pelo suporte durante a pesquisa.

Ao meu orientador durante 10 meses de pesquisa em Jerusalém, Daniel Rosenfeld.

Aos professores Simone Sievert da Costa, Carlos Frederico de Angelis, Juan Ceballos, Luiz Augusto Toledo de Machado e Nelson Ferreira que desde 2009 me apoiam e me incentivam nas pesquisas realizadas.

Aos amigos Wagner Flauber, Thiago Biscaro, Eder Vendrasco, Renato Galante, Enrique Mattos, Rômulo Augusto, Vinícius Sperling, Jurandir Rodrigues et al., pelo apoio durante a pesquisa.

Ao pessoal da operação e suporte da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) Rogério, Ricardo, Mário, Bruno, Denis et al., pelo apoio moral durante a pesquisa.

Aos demais amigos e colegas da DSA pelo constante apoio durante os últimos 8 anos.

Ao CNPQ e à CAPES pela concessão da bolsa de estudos oferecida durante os quatro anos de doutorado.



## RESUMO

Esta pesquisa teve o objetivo de avaliar o impacto das concentrações de partículas de aerossóis na formação de precipitação e raios em nuvens convectivas formadas sobre a Amazônia. Os processos de formação de gotas de nuvem e de iniciação da formação de chuva e de partículas de gelo dentro de nuvens convectivas são discutidos a partir de medições *in-situ* de distribuição de tamanhos de hidrometeoros com instrumentos montados a bordo da aeronave HALO durante a campanha ACRIDICON-CHUVA, realizada sobre a Amazônia em Setembro de 2014. A partir dos dados medidos com o avião HALO, parametrizações utilizadas para formação de nuvens convectivas também foram testadas. Além disso, foi investigado como os aerossóis de poluição afetam a microestrutura de células convectivas de chuva (CRCs) na região central da Amazônia. A análise foi desenvolvida próxima ao sítio T3 em Manacapuru (3.2°S; 60.6°W), região do experimento GoAmazon. Dados do radar banda S localizado na cidade de Manaus (3.15 °S; 59.9 °W) foram utilizados para analisar perfis verticais de refletividade dos CRCs durante as estações chuvosa (limpa) e seca (poluída) em 2014. Ademais o impacto das concentrações de aerossóis na ocorrência de raios nuvem-solo produzidas pelas CRCs é discutido. Os resultados das parametrizações de nuvens convectivas testadas demonstraram concordância ( $\pm 20\%$ ) entre os valores medidos do número de gotas de nuvem ( $N_d$ ) com os valores esperados teoricamente baseados em medições de concentrações de CCN em diferentes condições de supersaturação ( $S$ ) abaixo da base das nuvens, correntes ascendentes ( $W_b$ ) na base da nuvem e com o perfil vertical de do raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ). Além disso, a evolução vertical de  $r_e$  com a altura reproduziram as concentrações de gotas calculadas considerando um modelo adiabático,  $N_a$ , suportando a hipótese de que o entranhamento e a mistura de ar em nuvens convectivas é aproximadamente não-homogêneo. Em relação à iniciação da formação de chuva e gelo em nuvens convectivas em desenvolvimento, os resultados mostraram que, para condições limpas e poluídas, a altura de iniciação de chuva ( $D_r$ ) através de processos de colisão e coalescência é correlacionada linearmente com  $N_d$  nucleadas na base da nuvem ( $D_r \approx 5 \cdot N_d$ ) [para  $D_r$  em metros e  $N_d$  em  $\text{cm}^{-3}$ ]. Quando  $N_d$  é maior do que  $1000 \text{ cm}^{-3}$ ,  $D_r$  se torna maior do que 5000 m, e partículas com tamanho para precipitar são iniciadas na forma de hidrometeoros de gelo. No que se refere às características microfísicas de CRCs na Amazônia Central, os resultados indicam que as concentrações de aerossóis suprimem a formação de precipitação em nuvens pequenas e envigoram nuvens profundas. Durante a época seca os CRCs apresentaram uma probabilidade de ocorrência de raios nuvem-solo duas vezes maior do que durante a época chuvosa. Essas características dos CRCs mostraram que o aumento da poluição do ar promove a formação de tempestades mais intensas sobre a região da Amazônia.

Palavras-chave: Microfísica de nuvens convectivas. Amazônia. Aerossóis. Chuva. Raios.



# INFLUENCES OF AEROSOL CONCENTRATIONS ON CONVECTIVE CLOUDS MICROPHYSICS FORMED OVER THE AMAZON

## ABSTRACT

This study aims to evaluate the impact of the concentration of aerosol particles on precipitation and lightning produced by convective clouds formed over the Amazon. Processes of cloud droplets formation and the initiation of raindrops and ice particles formation within convective clouds are discussed from *in-situ* measurements of hydrometeors size distributions from cloud probes mounted on board the HALO aircraft during ACRIDICON-CHUVA campaign performed over Amazon during September 2014. Aircraft measurements were also used to test and validate convective clouds parameterization. In addition, we have investigated how pollution aerosols affect the cloud microstructure of convective rain cells (CRCs) in Central Amazon. The analysis is developed near the T3 site in Manacapuru (3.2°S; 60.6°W), region of GoAmazon experiment. Data from SIPAM S-band radar located at Manaus are used to analyze CRCs vertical reflectivity profiles during the wet (clean) and dry (polluted) seasons of 2014. Moreover, the impact of aerosol concentrations on cloud-to-ground lightning (CG) activity produced by CRCs is discussed. The measurements of drop concentrations ( $N_d$ ) at cloud base were also compared ( $\pm 20\%$ ) with drop concentrations derived on the basis of an adiabatic assumption ( $N_a$ ) and obtained from the vertical evolution of cloud drop effective radius ( $r_e$ ) above cloud base. Importantly, the vertical evolution of  $r_e$  with height reproduced the observation-based nearly adiabatic cloud base drop concentrations,  $N_a$ , supporting the hypothesis that the entrainment and mixing of air into convective clouds is nearly inhomogeneous. Regarding the initiation of raindrop and ice formation within clouds the results show that the height of rain initiation by collision and coalescence processes ( $D_r$ , in units of meters above cloud base) is linearly correlated with the number concentration of droplets ( $N_d$  in  $\text{cm}^{-3}$ ) nucleated at cloud base ( $D_r \approx 5 \cdot N_d$ ). When  $N_d$  exceeded values of about  $1000 \text{ cm}^{-3}$ ,  $D_r$  became greater than 5000 m, and the first observed precipitation particles were ice hydrometeors. Regarding the microphysical characteristics of CRCs in the Central Amazon, the results shows that the increase of aerosol concentrations suppress the rain formation in smaller convective clouds and invigorates deep convective clouds. During the dry season the CRCs have shown a probability of CG lightning occurrence twice larger than during the wet season. These characteristics of CRCs have shown that the increase of air pollution promotes the formation of stronger thunderstorms over the Amazon.

Keywords: Convective cloud microphysics. Amazon. Aerosols. Rain. Lightning.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 Imagens microscópicas dos tipos de partículas de aerossol encontradas durante o experimento AMAZE-08 (entre 3 e 13 de Março de 2008). A) Gota formada por aerossol orgânico secundário. B) Mistura de aerossol orgânico secundário e partículas inorgânicas. C) Partícula de carbono pirogênico com revestimento orgânico. D) Partícula de poeira mineral. E) e F) partículas de aerossóis biogênicos primários com e sem revestimento orgânico, respectivamente. A escala de tamanho de cada imagem é mostrada abaixo de cada figura.....	18
Figura 2.2 - Evolução das nuvens convectivas profundas que se desenvolvem na atmosfera limpa (superior) e poluída (inferior). Em ambientes limpos as nuvens convectivas desenvolvem a formação de gotas de chuva majoritariamente por processos de colisão e coalescência (temperaturas quentes). Pouca água de nuvem resta para formação de partículas de gelo e o ciclo de vida é mais rápido do que em nuvens poluídas. Em ambientes poluídos a formação de gotas de chuva ocorre principalmente devido ao derretimento de partículas de gelo. A supressão de processos de coalescência resulta em um crescimento mais devagar das gotas de nuvem via condensação. Isso significa consumo de mais instabilidade para a mesma quantidade de chuva e um ciclo de vida mais lento de nuvens poluídas em relação a nuvens limpas.....	19
Figura 2.3. Dependência vertical da moda do diâmetro de gotas em função da altura acima da base da nuvem. A linha em 24 $\mu\text{m}$ mostra o tamanho em que o início da precipitação ocorre.....	20
Figura 2.4. Zonas microfísicas de nuvens convectivas em função do perfil de raio efetivo ( $r_e$ ) e temperatura em um cenário geral, limpo, poluído e muito poluído.....	21

- Figura 2.5. Ilustração das relações entre efeitos microfísicos e radiativos dos aerossóis em nuvens convectivas. A espessura óptica do aerossol (linha tracejada em vermelho) é assumida atingir o valor de 1 para o número de CCN igual a  $10.000 \text{ cm}^{-3}$  quando a supersaturação é de 0,4%. A transmissão de radiação que chega a superfície é mostrada pela linha em vermelho. O vigor da convecção é mostrado na cor azul, e fornece o valor do CAPE de uma parcela de nuvem que ascende até o topo da nuvem próximo da tropopausa. .... 22
- Figura 2.6. Mecanismo que descreve o impacto dos aerossóis em nuvens convectivas profundas nos estágios de maturação e dissipação, formadas em ambientes limpos e poluídos. As setas indicam os fluxos de massa ascendentes (preto) e descendentes (vermelho) e os tamanhos das setas indicam a sua magnitude. Os tamanhos relativos das partículas de gelo dentro da nuvem são indicados por símbolos. .... 23
- Figura 3.1. Padrões de voo abaixo e dentro de nuvens convectivas durante a campanha ACRIDICON-CHUVA. .... 50
- Figura 3.2. Regiões de voos da aeronave HALO durante a campanha ACRIDICON-CHUVA. Os números de cada voo estão indicados no canto direito (de Wendisch et al., 2016). .... 51
- Figura 3.3. Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) em função da altitude para nuvens convectivas sobre regiões limpa (voo AC19 – quadrados na cor azul), poluída (voo AC18 – triângulos na cor verde) e muito poluída (voo AC13 – losangos na cor marrom). Linhas tracejadas indicam a probabilidade de chuva devido a processos de coalescência expressa em porcentagem no topo do gráfico. .... 52
- Figura 3.4. Conteúdo de água líquida médio medido com o *Hotwire* (CWCh) e estimado com as DSDs dos sensores de nuvem (CCP-CDP e CAS-DPOL de cima para baixo, respectivamente) em função do tamanho do raio efetivo ( $r_e$ ) (painéis esquerdos). As razões entre o

CWCh e o CWC estimadas com as DSDs dos sensores de nuvem são mostradas em vermelho (CWCr). A incerteza total de cada sensor e das medidas de *Hotwire* são mostradas em linhas pontilhadas. O número de casos (linha preta contínua), desvio padrão (STD) do *Hotwire* (linha tracejada pontilhada), e os desvios padrão do CWC estimados pelos sensores de nuvem (linhas tracejadas coloridas) para cada intervalo de tamanho de  $r_e$  são mostrados nos painéis direitos. .... 53

Figura 3.5. Concentração média de gotas de nuvem para os sensores CAS-DPOL e CCP-CDP em função do raio efetivo ( $r_e$ ) (painel esquerdo). O erro sistemático de cada sensor é mostrado por linhas pontilhadas. O painel direito indica o desvio padrão em  $\text{cm}^{-3}$  da concentração de gotas de cada sensor em função do tamanho de  $r_e$ . Os sensores são identificados por cores como mostrado no topo dos gráficos. A amostra para cada intervalo de  $r_e$  é a mesma mostrada da Figura 3.4. .... 54

Figura 3.6. Concentração média de gotas e conteúdo de água líquida em função do tamanho do diâmetro das gotas nos painéis esquerdo e direito, respectivamente, para a)  $5 \mu\text{m} < r_e < 6 \mu\text{m}$ ; b)  $8 \mu\text{m} < r_e < 9 \mu\text{m}$ ; c)  $11 \mu\text{m} < r_e < 12 \mu\text{m}$ ; d)  $12 \mu\text{m} < r_e < 13 \mu\text{m}$ . Os sensores são identificados por cores acima dos painéis. As linhas tracejadas indicam o intervalo de incerteza da concentração média de gotas e conteúdo de água de nuvem em função do diâmetro das gotas. ... 55

Figura 3.7. a) Histograma de frequência para velocidades verticais na base da nuvem ( $W_b$ ) durante o voo AC17 (referenciadas ao eixo esquerdo da ordenada). A linha azul indica a função de distribuição acumulada (FDA) de  $W_b$  (referenciada ao eixo direito da ordenada). b) Idem ao item (a), exceto para concentrações de gotas de nuvem medidas com o sensor CCP-CDP. As linhas em ciano indicam os valores do 86º percentil no espectro de  $W_b$ , ou  $W_b^*$  ( $1,83 \text{ m s}^{-1}$ ), e no espectro de  $N_d$ , ou  $N_d^*$  ( $1207 \text{ cm}^{-3}$ ). O horário em UTC indicado

no topo da figura indica o horário que ocorreu a primeira penetração na base da nuvem e o número total de medidas em segundos..... 57

Figura 3.8. Medições de  $CCN_1$  (pontos vermelhos) e  $CCN_2$  (pontos pretos) para um segmento do voo AC17 em 27 de Setembro de 2014. A abscissa mostra o horário UTC de medições com a aeronave HALO. A linha azul indica a altitude da aeronave e é referenciada na ordenada esquerda (assim como  $CCN_1$  e  $CCN_2$ ). Medidas de  $S_1$  e  $S_2$  em porcentagem são indicadas pelas linhas laranja e verde, respectivamente (ambas são referenciadas pela ordenada direita). Pontos em ciano na linha azul indicam as penetrações de nuvem (i.e., quando a concentração de gotas são superiores a  $20\text{ cm}^{-3}$ ). Neste caso, a base da nuvem estava localizada a uma altitude de aproximadamente 2.300 metros..... 58

Figura 3.9. Uma comparação do espectro de CCN derivado de dois contadores de CCN (CCNC) a bordo da aeronave HALO durante o voo AC17. Pontos pequenos em preto (azul) indicam medições de  $CCN_1$  ( $CCN_2$ ) para cada segundo. Losangos grandes em preto (azul) indicam  $mCCN_1$  ( $mCCN_2$ ) para cada passo de tempo de medições. Os losangos grandes em laranja indicam os valores de  $NCCN_2$ , que são utilizados para ajustar a equação de função de potência do grupo de medições, que é mostrada no canto inferior direito do gráfico. .... 59

Figura 3.10. Espectros de CCN medido a bordo da aeronave HALO abaixo das bases de nuvens convectivas durante voos de perfilamento de nuvens. Os losangos indicam os valores de  $NCCN_2$ , que são usados para ajustar as equações de potência para cada grupo de medições. As cores indicam o grupo de medições referenciados do lado direito do gráfico. As legendas indicam o número do voo, o tempo inicial de medições do grupo, o período de medições em

segundos, a função de potência ajustada e o coeficiente de correlação dos dados. .... 60

Figura 3.11. Valores de  $N_{dCCN}$ ,  $S_{max}$ ,  $N_{dT}$  e  $N_d$  são apresentados em função das velocidades verticais na base da nuvem ( $W_b$ ), para diferentes trechos de voos identificados no título das figuras a-f. Esse gráfico é baseado no método de probabilidade comparativa (PMM), usando os mesmos percentis para  $W_b$  e  $N_d$  ( $N_{dCCN}$  ou  $N_{dT}$ ). Os valores de  $N_{dCCN}$ ,  $N_{dT}$  e  $N_d$  são mostrados no eixo y, aqueles de  $S_{max}$  são mostrados no eixo y direito. As linhas tracejadas em preto são os desvios padrão de  $N_{dT}$ . As linhas tracejadas em cinza são os desvios padrão de  $N_{dCCN}$  (muito parecidos com os valores de  $N_{dCCN}$ ). A velocidade vertical efetiva  $W_b^*$  para cada segmento de voo é mostrada pela linha de cor ciana. Os dados são do sensor de nuvem CAS-DPOL. O horário em UTC, o período de medições (em segundos) e a equação do espectro de CCN(S) são mostradas no topo das figuras. .... 61

Figuras 3.12. Idem à Figura 3.11, exceto para o sensor de nuvem CCP-CDP. Não houve dados disponíveis para o voo AC16. Durante o voo AC13 o sensor CCP-CDP apresentou mau funcionamento durante medições na base da nuvem. .... 65

Figura 3.13. a)  $N_d^*$  versus  $N_{dT}^*$  calculados com  $W_b^*$  a partir de dados da base da nuvem mostrados nas Figuras 3.11 e 3.12. Os valores do sensor CAS-DPOL são indicados por símbolos de asterisco (\*) e os valores do sensor CCP-CDP são indicados por círculos (o). As cores indicam cada segmento de voo (referenciados nas legendas do lado direito do gráfico). As barras de erro indicam as incertezas das variáveis estimadas. As linhas em preto mostram as relações 1:1 e 1:2 entre  $N_{dT}^*$  versus  $N_d^*$  para cada sensor (linha pontilhada – CCP-CDP; linha sólida – CAS-DPOL); b) Idem ao item a), exceto para  $N_d^*$  versus  $N_{dCCN}^*$ . .... 67

Figura 3.14. a) Volume mássico médio de gotas ( $M_v$ ) versus o conteúdo de água de nuvem medido com o sensor CCP-CDP quando a fração adiabática ( $LWC_a$ ) é maior do que 0,25. Valores são mostrados com diferentes cores em função da altitude (indicado pela barra de cores do lado direito do gráfico). A inclinação da equação linear é o valor estimado de  $N_a$  (i.e.,  $1496 \text{ cm}^{-3}$ ); b)  $M_v$  versus  $r_e$  em função da altitude (indicado pela barra de cores do lado direito do gráfico). . 68

Figura 3.15.  $N_d^*$  versus  $N_a$  medidos com CAS-DPOL e CCP-CDP (indicado no topo dos gráficos) para voos de perfilamento de nuvens durante a campanha ACRIDICON-CHUVA. As cores dos pontos estão associadas ao número do voo mostrado do lado direito dos gráficos. As barras de erro indicam as incertezas das variáveis estimadas. A equação de regressão linear (linha contínua preta) e o coeficiente de correlação R são mostrados no topo de cada gráfico. .... 69

Figura 4.1 Regiões dos voos experimentais com perfilamento de nuvem da aeronave HALO durante a campanha ACRIDICON-CHUVA. O número de voo é indicado abaixo da figura por cores. .... 89

Figura 4.2. a) Probabilidade de precipitação em função dos valores de  $r_e$  para o sensor CCP-CDP para diferentes limiares de DWC (preto –  $DWC > 0,01 \text{ g m}^{-3}$ ; azul –  $DWC > 0,02 \text{ g m}^{-3}$ ; verde –  $DWC > 0,03 \text{ g m}^{-3}$ ; laranja –  $DWC > 0,05 \text{ g m}^{-3}$ ; vermelho –  $DWC > 0,1 \text{ g m}^{-3}$ ). b) Idem ao item (a), exceto para o sensor CAS-DPOL. As linhas tracejadas indicam o número de casos (em segundos para cada passagem de 1 s em nuvens) para cada intervalo de tamanho de  $r_e$  (eixo direito); ..... 90

Figura 4.3 Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) calculados com os dados do sensor CCP-CDP versus  $r_e$  calculados com os dados do sensor CAS-DPOL para todos os voos mostrados na Figura 4.1. .... 91

Figura 4.4. a) Raio médio de gotas de nuvem versus raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) para 1-Hz de distribuição de tamanho de gotas médio

utilizando dados do sensor CCP-CDP medidos durante vários voos sobre a Amazônia; b) idem ao item (a), exceto para CAS-DPOL. As cores estão relacionadas com os diferentes voos realizados. O número de medições utilizadas para ajustar as equações lineares está denotado por “n” na legenda à direita. A relação linear média entre de  $r_e$  e  $r_v$  para todos os voos é mostrada abaixo das relações lineares para cada voo na cor preta. .... 92

Figura 4.5 Concentração de gotas de nuvem medidas com o sensor CCP-CDP em função da temperatura para o voo AC07. Cada ponto indica a concentração média em 1-s de medição. O tempo amostrado (N) e o horário inicial aproximado das medições de perfis de nuvens estão mostrados no topo do painel. .... 93

Figura 4.6. a) Distribuição média de gotas de nuvem calculadas a partir de dados do sensor CCP-CDP para medições na base da nuvem durante o voo AC07. O número do voo, horário inicial das passagens e duração em segundos são mostrados no topo do gráfico. O número total médio de gotas de nuvem ( $N_{dmean}$ ), o número máximo de gotas de nuvem ( $N_{dmax}$ ) em 1-s para essas passagens de nuvens, a altura (H) e temperatura (T) aproximada durante a passagem são mostradas no canto superior-direito do gráfico; b) O raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) calculados a partir do CCP-CDP em função da temperatura está indicado por pontos. A linha preta indica o valor estimado de raio efetivo adiabático ( $r_{ea}$ ) em função da temperatura. .... 94

Figura 4.7. Integração de figuras ilustrando simultaneamente a distribuição média de gotas a partir de dados de dos sensores CCP-CDP e CCP-CIP (painel inferior), o conteúdo médio de água de nuvem (CWC) (painel do meio) e as imagens do sensor CCP-CIP correspondentes a diversas passagens do voo AC07 (muito poluído). Indicados no topo dos painéis estão o número do voo com o HALO, data, horário de medição (UTC), duração da passagem de

nuvem em segundos, temperatura (T), altitude (H) e valores médios do número total de gotas de nuvem ( $N_d$ ), CWC, DWC, RWC e $r_e$ . A barra de cores (e correspondente cor das linhas dos gráficos) indica a altura do voo durante a passagem em nuvens. ....	95
Figura 4.8 Imagem tirada na cabine da aeronave HALO antes da penetração do avião em nuvens convectivas com atividade elétrica durante o voo AC07. Neste caso, a passagem ocorreu a uma altitude de 9.022 m (temperatura ~ -25°C) e o máximo CWC medido dentro da nuvem foi de 0,55 g m <sup>-3</sup> . ....	98
Figura 4.9. a) Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) em função da profundidade da nuvem ( $D_c$ ) medidos com o sensor CCP-CDP durante o voo AC07 (muito poluído)[painel superior]. A linha contínua indica o raio efetivo de gotas estimado para um crescimento adiabático ( $r_{ea}$ ) a partir da base da nuvem, e as linhas tracejadas indicam valores de $r_{ea}$ considerando a incerteza da estimativa. A altura da isoterma de 0°C é indicada por segmento horizontal de linha preta que atravessa a linha de $r_{ea}$ . O número adiabático de gotas estimado na base da nuvem ( $N_a$ ) é mostrado no topo da figura. O painel inferior é similar ao superior, exceto para o conteúdo de água de nuvem (valores adiabáticos são mostrados por linhas). ....	99
Figura 4.10. a) Concentração de gotas de nuvem medidas com o sensor CCP-CDP em função da temperatura para o voo AC19 (limpo). Cada ponto indica a concentração média de 1 s de medição. A amostra de tempo (N) em segundos e o horário inicial de perfilamento das nuvens convectivas são mostrados no topo do painel. b) Idem à Figura 4.9a, exceto para o voo AC19. ....	100
Figuras 4.11 Idem à Figura 4.7 para o voo AC19 (limpo). ....	101
Figura 4.12 Distribuições de número acumuladas de tamanhos de aerossóis abaixo da base da nuvem calculadas com o sensor PCASP-100X (linhas sólidas) e com o sensor CCP-CDP (linhas tracejadas) para	

os voos AC12, AC18 e AC19, representando, respectivamente, regiões muito poluídas, poluídas e limpas. ....	103
Figura 4.13. Idem à Figura 4.10, exceto para o voo AC09 (poluído). ....	104
Figuras 4.14 Idem à Figura 4.7, exceto para o voo AC09 (poluído). ....	105
Figura 4.15. Idem à Figura 4.10, exceto para o voo AC13 (muito poluído). ...	107
Figura 4.16 Idem à Figura 4.7, exceto para o voo AC13 (muito poluído). ....	108
Figura 4.17 Profundidade de nuvem ( $D_c$ ) em função do número adiabático estimado de gotas na base da nuvem ( $N_a$ ), para o raio efetivo adiabático de gotas igual a $13 \mu\text{m}$ (ou $D_{13}$ ) (triângulos), iniciação de chuva ( $D_r$ ) (círculos) e iniciação de gelo ( $D_i$ ) (asteriscos). Os números de voo são indicados por cores do lado direito do painel. Os valores de $D_{13}$ , $D_r$ e $D_i$ são mostrados na Tabela 4.2. A linha preta indica a equação linear para $D_{13}$ em função de $N_a$ para todos os voos, onde: $D_{13} = (5 \pm 0,7) \cdot N_a$ . ....	109
Figura 4.18. Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) medido com o CCP-CDP (pontos coloridos) e raio efetivo adiabático de gotas de nuvem estimado ( $r_{ea}$ ) (linhas coloridas) em função da profundidade de nuvem ( $D_c$ ) para todos os voos (indicados por cores). A altura da isoterma de $0^\circ\text{C}$ é indicada por um segmento horizontal de linha preta que atravessa a linha de $r_{ea}$ . O tamanho dos círculos indica os valores aproximados de DWC calculados com dados do sensor CCP-CIP e o intervalo de valores de DWC é indicado na tabela no canto direito-superior da figura. Similarmente, o tamanho dos símbolos de estrela indica o valor aproximado de MPWC calculados com dados do CCP-CIP e indicados na tabela no canto inferior direito da figura. A temperatura (em $^\circ\text{C}$ ) de iniciação de chuva ou gelo ( $D_r$ e $D_i$ , respectivamente) é indicada por números coloridos próximos aos símbolos de círculo ou estrela. ....	110
Figura 5.1. Área de cobertura do radar banda S de Manaus. A área indicada em azul é a região de estudo. A localização do sítio T3 também é indicada no mapa. ....	128

- Figura 5.2. a) CAPPI de refletividade (dBZ) no nível de 0.5 km do radar banda S de Manaus para um evento precipitante em 7 de setembro de 2014, b) classificação de chuva convectiva/estratiforme para o mesmo evento, c) pixels de Z rejeitados durante a classificação de CRCs, e d) classificação final de CRCs em função da intensidade de Z para a região de estudo. .... 129
- Figura 5.3. Concentrações médias diárias de aerossóis (linha preta) e precipitação acumulada diária (linha azul) durante as estações chuvosa (painel superior) e seca (painel inferior). Durante a estação chuvosa a concentração média diária de aerossóis foi de  $\sim 980 \text{ cm}^{-3}$ , enquanto durante a estação seca este valor foi de  $\sim 2.400 \text{ cm}^{-3}$ . .... 130
- Figura 5.4. Histograma de frequência de medidas de CAPE no sítio T3. As linhas azuis indicam a função de probabilidade acumulada de CAPE (rotulados na ordenada direita) durante a época chuvosa (painel superior) e seca (painel inferior). A linha tracejada separa os valores de CAPE em intensidade: CAPE baixo ( $\text{CAPE} < 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ) e CAPE alto ( $\text{CAPE} \geq 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ). .... 131
- Figura 5.5. a) Diagramas de frequência relativa por altitude (CFAD) para CRCs Forte durante a época chuvosa para casos sem (com) raios CG no painel superior esquerdo (painel inferior esquerdo), *boxplots* de RWP e altura máxima do eco (*echo top*) de 10 dBZ são mostrados do lado direito. O acrônimo SCG (CG) ao lado dos CFADs e no eixo x dos *boxplots* indica casos de CRCs sem (com) ocorrência de raios CG. Os valores de CFAD são o número de ocorrências por 1 dBZ por 500 m em altura, dividido pelas ocorrências em todas as refletividades na mesma altura, e são expressados em porcentagem. O número total de perfis convectivos e o número total de CRCs são mostrados no canto superior direito de cada gráfico CFAD (em preto e vermelho, respectivamente). Linhas verticais (tracejadas) são desenhadas para 20, 30 e 40 dBZ, e

linhas horizontais próximas às alturas das isotermas de 0°C (5 km) e -40°C (11 km) também são mostradas. b) Idem ao item (a), exceto para CRCs Forte durante a estação seca..... 132

Figura 5.6 Perfis médios de refletividade (Z) para CRCs Forte sem (com) ocorrência de raios CG ilustrada pelas linhas sólidas (tracejadas) coloridas (em azul para a estação chuvosa e em verde para a estação seca) [painel esquerdo]. Diferenças dos perfis de Z para CRCs Forte com e sem raios CG em função da estação (estação chuvosa em azul e estação seca em verde), e diferença dos perfis médios de Z dos CRCs Forte com raios CG (em vermelho) durante a época chuvosa e seca (painel direito). b) Perfis médios de Z para CRCs Forte com raios CG durante a época chuvosa e seca (linhas sólida e tracejada, respectivamente) em função da intensidade de CAPE (painel esquerdo). Perfis verticais para condições de CAPE baixo (alto) são mostrados em azul (verde). Diferenças dos perfis médios de Z entre as estações seca e chuvosa são mostrados para condições de CAPE baixo e alto (linhas sólidas azul e verde, respectivamente) no painel direito..... 134

Figura 5.7. Idem à Figura 5.5, exceto para CRCs de intensidades Leve, Moderada e Forte durante as estações chuvosa e seca..... 135

Figura 5.8 Perfis verticais médios de refletividade (Z) para CRCs Leve, Moderada e Forte durante a época chuvosa (seca) ilustrada pelas linhas sólidas (tracejadas) coloridas (em azul para classe Leve, verde para classe Moderada e vermelho para a classe Forte) [painel esquerdo]. Diferenças dos perfis verticais médios de Z para CRCs Leve, Moderada e Forte em função da estação (estação seca menos estação chuvosa) [painel direito]..... 137

Figura 5.9 Idem à Figura 5.7, exceto para CRCs somente sob condições de CAPE baixo ( $CAPE < 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ )..... 138

Figura 5.10 Idem à Figura 5.7, exceto para CRCs somente sob condições de CAPE alto ( $CAPE \geq 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ). ..... 140

Figura 5.11 Idem à Figura 5.8, exceto para CRCs somente sob condições de CAPE; a) CAPE baixo ( $CAPE < 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ) e b) CAPE alto ( $CAPE \geq 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ).....	142
Figura 5.12 Idem à Figura 5.7, exceto para condições de CAPE baixo e alto; a) durante a estação chuvosa e b) durante a estação seca. ....	143
Figura 5.13. Microestrutura de nuvens convectivas na Amazônia durante a época chuvosa e seca de acordo com os resultados desse capítulo. A legenda no topo esquerdo da figura indica os tipos de hidrometeoros observados em nuvens convectivas, enquanto as porcentagens indicadas em vermelho indicam a probabilidade (ou fração) de ocorrência de raios CG nas células convectivas de chuva (CRCs) durante as duas estações do ano (baseada nos resultados da Tabela 5.1). Para mais informações vide o texto da seção 5.3.5.....	144
Figura 6.1. Características gerais de nuvens convectivas formadas sobre a Amazônia durante a época seca. As nuvens convectivas formadas sobre o Oceano Atlântico na costa brasileira têm uma menor concentração de gotas na base da nuvem ( $N_d$ ) devido a menor concentração de aerossóis e menores correntes ascendentes. A iniciação da formação de gotas de chuva ocorre em profundidades menores ( $\sim 2 \text{ km}$ ) através de processos de colisão e coalescência. À medida que as nuvens são mais continentais maiores concentrações de aerossóis e correntes verticais são observadas sob estas, e um maior $N_d$ é nucleado (como observado sobre a floresta e o arco do desflorestamento). Além disso, as alturas das bases das nuvens são maiores à medida que sobre a floresta Amazônica e o arco do desflorestamento a umidade do ar é inferior às regiões marítimas. Isso tem impacto direto na altura de iniciação de formação de gotas de chuva e de gelo, que é proporcional a $N_d$ . Sobre a floresta processos de coalescência são observados em níveis próximos a $0^\circ\text{C}$ , enquanto sobre o arco do	

desflorestamento os processos de coalescência de gotas são  
suprimidos e a formação de hidrometeoros precipitantes ocorre  
apenas na forma de gelo..... 149



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1. Intervalos de tamanhos dos sensores de nuvem e diâmetro central de cada bin durante os voos HALO.....	48
Tabela 3.2 Estimativas de $N_0$ e $k$ abaixo da base da nuvem e o erro padrão estimado (STDE) para cada estudo de caso. STDE máximo e mínimo (STDE $CCN_{max}$ e STDE $CCN_{min}$ , respectivamente) para medições de CCN são calculados considerando os erros instrumentais nas medições de supersaturação (~10%). Os detalhes sobre os cálculos dessas incertezas são fornecidos no Apêndice B.....	48
Tabela 3.3. Lista de casos de medições abaixo da base da nuvem. A duração das medições é dada em segundos, começando no horário inicial indicado. Um asterisco indica aqueles voos em que os dois sensores de nuvem fizeram mais de 20 segundos de medição na base da nuvem. Os dados podem ser de diferentes passagens de nuvem na mesma região de medidas abaixo da nuvem. ....	49
Tabela 4.1. Descrição de sensores de nuvem, intervalos de tamanho e formatos de hidrometeoros observados com imagens do CCP-CIP usados para calcular CWC, DWC, RWC e MPWC. ....	88
Tabela 4.2. Classificação de cada voo em função de $N_a$ na base da nuvem. Os valores de altura da base da nuvem ( $Cbh$ ) e temperatura ( $T$ ), $D_{13}$ , $D_r$ e $D_i$ são também mostrados para medições em nuvens convectivas para cada voo.....	88
Tabela 5.1. Fração de CRCs com ocorrência de raios CG em função da classe do CRC e da estação (chuvosa ou seca). O número de casos também é indicado para cada classe de CRC e estação. A ocorrência de raios CG é atribuída ao CRC para distâncias de até 5 km de sua cobertura e entre $\pm 6$ minutos da varredura volumétrica do radar.....	127

Tabela 5.2. Fração de CRCs Forte com raios CG por faixas de taxa de raios CG ( $\text{CG min}^{-1}$ ) durante as estações chuvosa e seca. Número de casos (N) está em parênteses.....	127
Tabela 5.3. Fração de CRCs Forte com raios CG por faixas de taxa de raios CG ( $\text{CG min}^{-1}$ ) durante as estações chuvosa e seca em função da intensidade de CAPE. Número de casos (N) está em parênteses .....	127

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACCESS-II - *Alternative Fuel Effects on Contrails and Cruise Emissions*

ACRIDICON-CHUVA - *Aerosol, Cloud, Precipitation, and Radiation Interactions and Dynamics of Convective Cloud Systems - CHUVA (Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM [Global Precipitation Measurements])*

AMAZE-08 - *The Amazonian Aerosol Characterization Experiment 2008*

AOD - *Aerosol Optical Depth.*

AS - *Area Sample*

ASD - *Aerosol Size Distribution*

ATTO - *Amazon Tall Tower Observatory*

BAHAMAS - *BAsic HALO Measurement And Sensor System*

CAPPI - *Constant Altitude Plan Position Indicator*

CAS-DPOL - *Cloud and Aerosol Spectrometer*

CN - *Condensation Nuclei*

CCN - *Cloud Condensation Nuclei*

GCCN - *Giant Cloud Condensation Nuclei*

CCNC - *Cloud Condensation Nuclei Counter*

CCP-CDP - *Cloud Combination Probe - Cloud Droplet Probe*

CCP-CIP - *Cloud Combination Probe - Cloud Imaging Probe*

CFADs - *cumulative frequency by altitude diagram*

CG - *Cloud-to-Ground*

CHUVA - *Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurements)*

CPC - *Condensation Particle Counter*

CRC - *Convective Rain Cell*

DACCIWA - *Dynamics-Aerosol-Chemistry-Cloud Interactions in West Africa*

DECEA - *Departamento de Controle do Espaço Aéreo*

DSD - *Drop Size Distribution*

FL - *Freezing Level*

FSSP - *Forward Scattering Spectrometer Probe*

GoAmazon - *Green Ocean Amazon experiment*

HALO-CVI - *HALO counterflow virtual impactor*

HASI - *HALO aerosol submicron inlet*

IN – *Ice Nuclei*

LBA-SMOCC - *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia - Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate*

ML-CIRRUS - *The Midlatitude Cirrus*

NIXE-CAPS - *New Ice eXperiment – Cloud and Aerosol Particle Spectrometer*

PAS - *Probe Air Speed*

PCASP-100X - *Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe 100X*

PMM - *Probability Matching Method*

PPI - *Plan Position Indicator*

SIPAM - *Sistema de Proteção da Amazônia*

STDEV - *Standard Deviation*

STDE - *Standard error*

TRMM-LBA - *Tropical Rainfall Measuring Mission - Large-Scale Biosphere-  
Atmosphere Experiment in Amazonia*



## LISTA DE SÍMBOLOS

CAPE – *Convective Available Potential Energy* [ $\text{J kg}^{-1}$ ].

$C_{bh}$  - Altura da base da nuvem [m].

$CCN_1$  – Concentração de núcleos de condensação de nuvens medida com a supersaturação fixa em 0.55 % [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$CCN_2$  – Concentração de núcleos de condensação de nuvens medida com a supersaturação variável entre 0.2 % e 0.55 % [ $\text{cm}^{-3}$ ].

CWC - Conteúdo de água de nuvem [ $\text{g m}^{-3}$ ].

$CWC_a$  - Conteúdo adiabático de água de nuvem [ $\text{g m}^{-3}$ ].

$CWCh$  - Conteúdo de água de nuvem medido pelo sensor *Hotwire* [ $\text{g m}^{-3}$ ].

$CWCr$  - Razão entre os valores médios de  $CWCh$  e CWC estimados com as DSDs dos sensores CAS-DPOL e CCP-CDP [adimensional].

$D_c$  - Profundidade de nuvem – distância acima da base da nuvem [m].

$D_i$  - Profundidade de nuvem em que o primeiro hidrometeoro com forma de gelo foi detectado [m].

$D_M$  – Diâmetro modal das gotas de nuvem [ $\mu\text{m}$ ].

$D_r$  - Profundidade de nuvem em que o primeiro hidrometeoro com forma de gota de chuva foi detectado [m].

DWC - Conteúdo de água de chuveiro [ $\text{g m}^{-3}$ ].

$D_{13}$  - Profundidade da nuvem onde  $r_{ea}$  é 13  $\mu\text{m}$  [m].

FA - Fator de normalização da concentração de aerossol.

IWC - Conteúdo de gelo [ $\text{g m}^{-3}$ ].

IWP – Conteúdo de gelo integrado [ $\text{kg m}^{-2}$ ].

K - Coleção Kernel de um par de gotas [ $\text{cm}^3 \text{s}^{-1}$ ].

$\kappa$  – Parâmetro de higroscopicidade [adimensional].

LWC – Conteúdo de água líquida [ $\text{g m}^{-3}$ ].

LWC<sub>a</sub> – Conteúdo de água líquida estimada pelo modelo adiabático de crescimento de gotas de nuvem [ $\text{g m}^{-3}$ ].

$mS_1$  – Supersaturação da água líquida média medida durante ~120 s com a coluna 1 do CCNC [%].

$mS_2$  – Supersaturação da água líquida média medida durante ~120 s com a coluna 2 do CCNC [%].

MPWC - Conteúdo de água na fase mista [ $\text{g m}^{-3}$ ].

$M_v$  - Volume médio de gotas de nuvem [ $\mu\text{m}^3$ ].

$M_{va}$  - Volume médio adiabático de gotas de nuvem [ $\mu\text{m}^3$ ].

$NCCN_2$  - Valores de  $mCCN_2$  de cada grupo normalizados por FA [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_{cas}$  - Concentração de gotas de nuvem medidas com o sensor CAS-DPOL [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_{cdp}$  - Concentração de gotas de nuvem medidas com o sensor CCP-CDP [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_d$  - Concentração de gotas de nuvem [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_d^*$  - Número efetivo de gotas nucleadas na base da nuvem [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_{dT}$  – Estimativa de concentração de gotas de nuvem calculadas a partir da equação de Twomey [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_{dT}^*$  – Estimativa de concentração de gotas de nuvem efetiva para a base da nuvem calculadas a partir da equação de Twomey [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_{dCCN}$  – Estimativa de concentração de gotas de nuvem calculadas a partir da equação de Pinsky e Twomey [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_{dCCN}^*$  – Estimativa de concentração de gotas de nuvem efetiva para base da nuvem calculadas a partir da equação de Pinsky e Twomey [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_{CCN}[S]$  – Espectro de ativação da supersaturação ( $S$ ) de núcleos de condensação de nuvens [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$N_a$  - Concentração adiabática de gotas de nuvem [ $\text{cm}^{-3}$ ].

$r_e$  - Raio efetivo do espectro de gotas de nuvem [ $\mu\text{m}$ ].

$r_{ea}$  - Raio efetivo adiabático do espectro de gotas de nuvem [ $\mu\text{m}$ ].

$r_v$  - Raio médio volumétrico de gotas de nuvem [ $\mu\text{m}$ ].

RWC - Conteúdo de água de chuva [ $\text{g m}^{-3}$ ].

RWP – Conteúdo integrado de água de chuva [ $\text{kg m}^{-2}$ ].

$S$  – Supersaturação da água líquida [%].

$S_{max}$  – Supersaturação máxima para água líquida [%].

$S_1$  – Supersaturação da água líquida em 0.55 % [%].

$S_2$  – Supersaturação da água líquida medida entre 0.2 e 0.55 % [%].

$T$  – Temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ].

$TmCCN_1$  - Média de todas medições de  $CCN_1$  para um grupo de medidas de  $S_1$  [ $\text{cm}^{-3}$ ].

UR – Umidade Relativa [%].

$W$  - Velocidade vertical [ $\text{m s}^{-1}$ ].

$W_b$  – Velocidade vertical na base da nuvem [ $\text{m s}^{-1}$ ].

$W_b^*$  – Velocidade efetiva das correntes ascendentes observadas na base da nuvem [ $\text{m s}^{-1}$ ].

WRWP - Conteúdo integrado de água de chuva quente [ $\text{g m}^{-3}$ ].

$Z$  – Refletividade [ $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ].

$Z_s$  – Refletividade do CAPPI de 0.5 km de altitude [decibéis de  $Z$  - dBZ].

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	7
2.1. Aerossóis da Amazônia .....	7
2.2. Parametrizações de nucleação de gotas na base da nuvem.....	9
2.3. Influências dos aerossóis na formação de nuvens convectivas e precipitação.....	11
2.4. Figuras.....	18
3 COMPARAÇÃO DE PROPRIEDADES MICROFÍSICAS PARAMETRIZADAS DA BASE DE NUVENS CONVECTIVAS DA AMAZÔNIA COM VALORES MEDIDOS POR AVIÃO DURANTE A CAMPANHA ACRIDICON-CHUVA .....	25
3.1. Dados e instrumentação .....	26
3.1.1. Medições de CCN .....	27
3.1.2. Medições de sensores de nuvem.....	27
3.1.2.1. Medições com os sensores CCP-CDP e CCP-CIP .....	28
3.1.2.2. Medições com o sensor CAS-DPOL .....	29
3.1.2.3. Medições de CWC com o Hotwire.....	30
3.1.3. Medições de correntes verticais de vento .....	31
3.2. Intercomparação de sensores de nuvem.....	31
3.2.1. Métodos .....	31
3.2.2. Comparação entre CWC estimado com sensores de nuvem e medido com <i>Hotwire</i> .....	32
3.3. Comparações de DSDs e $N_d$ dos sensores de nuvem .....	34
3.4. Metodologia de comparação entre as propriedades microfísicas parametrizadas e as medidas in situ na base de nuvens.....	36
3.4.1. Medições de $N_{CCN}$ abaixo da base da nuvem em função de $S$ .....	36
3.4.2. Estimando $S_{max}$ , $N_{dCCN}$ e $N_{dT}$ .....	38
3.4.3. Estimando $W_b^*$ , $N_d^*$ , $N_{dT}^*$ e $N_{dCCN}^*$ .....	39

3.4.4.	Estimativa de $N_a$ .....	40
3.5.	Resultados.....	41
3.5.1.	Medições de $N_{CCM}[S]$ abaixo da base de nuvens convectivas.....	41
3.5.2.	Comparando $N_d$ estimados com medidos próximos à base da nuvem .....	42
3.5.3.	Comparação entre medições de $N_d$ com valores estimados de $N_{dT}$ e $N_{dCCN}$ .....	42
3.5.4.	Comparando valores estimados de $N_d^*$ com $N_{dT}^*$ e $N_{dCCN}^*$ .....	43
3.5.5.	Comparando valores estimados de $N_d^*$ com $N_a$ .....	44
3.6.	Resumo e conclusões.....	46
3.7.	Tabelas .....	48
3.8.	Figuras.....	50
4	EVIDÊNCIAS ADICIONAIS DE QUE CONCENTRAÇÕES DE AEROSSÓIS DETERMINAM A ALTURA DE INICIAÇÃO DE CHUVA E GELO EM NUVENS CONVECTIVAS SOBRE A BACIA AMAZÔNICA.....	71
4.1.	Instrumentação .....	73
4.1.1.	Medições de partículas de nuvem.....	73
4.1.2.	Dados meteorológicos.....	73
4.1.3.	Medições de aerossol .....	73
4.2.	Métodos .....	73
4.2.1.	Estimativa de iniciação de chuva e gelo.....	74
4.2.2.	Estimando $N_a$ e $r_{ea}$ .....	75
4.3.	Resultados.....	76
4.3.1.	Limiares de $r_e$ para iniciação de chuva.....	76
4.3.2.	Comparação entre valores estimados de $r_{ea}$ com valores medidos de $r_e$ .....	77
4.3.2.1.	Estudo de caso: voo AC07 sobre o arco do desflorestamento da Amazônia .....	78
4.3.2.2.	Análises da relação $r_e - D_c$ em regiões limpa, poluída e muito poluída .....	80

4.3.2.3.	Discussões .....	84
4.4.	Conclusões .....	86
4.5.	Tabelas .....	88
4.6.	Figuras .....	89
5	INFLUÊNCIAS DAS CONCENTRAÇÕES DE AEROSSÓIS NA OCORRÊNCIA DE RAIOS NUVEM-SOLO EM CÉLULAS CONVECTIVAS DE CHUVA FORMADAS SOBRE A AMAZÔNIA .....	111
5.1.	Dados	111
5.1.1.	Dados de radar .....	111
5.1.2.	Dados de radiossondagem .....	112
5.1.3.	Dados de aerossol .....	113
5.1.4.	Dados de raios nuvem-solo (CG) .....	113
5.2.	Métodos .....	113
5.2.1.	Cálculo do conteúdo integrado de água de chuva .....	115
5.3.	Resultados .....	116
5.3.1.	Concentrações de aerossóis e intensidades de CAPE durante as estações chuvosa e seca .....	116
5.3.2.	Ocorrência de raios CG nos CRCs .....	117
5.3.2.1.	Ocorrência de raios CG em CRCs Forte .....	117
5.3.3.	Características gerais dos CRCs durante as estações chuvosa e seca .....	119
5.3.4.	O impacto da intensidade do CAPE em CRCs formados nas estações chuvosa e seca .....	122
5.3.5.	Resumo e conclusões .....	124
5.4.	Tabelas .....	127
5.5.	Figuras .....	128
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	145
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	151
	APÊNDICE A – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	161
	APÊNDICE B – MATERIAL SUPLEMENTAR DO CAPÍTULO 3 .....	201

APÊNDICE C – MATERIAL SUPLEMENTAR DO CAPÍTULO 4.....	205
APÊNDICE D – MATERIAL SUPLEMENTAR DO CAPÍTULO 5.....	217

## 1 INTRODUÇÃO

Sobre os Trópicos, nuvens convectivas e sistemas convectivos organizados de mesoescala, como linhas de instabilidade, tempestades tropicais, ciclones etc. são responsáveis pela maioria da precipitação e da ocorrência de tempo severo (LIU; ZIPSER; NESBITT, 2007; NEGRI; ANAGNOSTOU; ADLER, 2000; ROCA et al., 2014; ZIPSER et al., 2006). O conhecimento dos processos de formação de nuvens convectivas e seus impactos nos ciclos hidrológico e de energia é fundamental para fins de modelagem meteorológica, gerando diversos estudos focados em parametrizações de nuvens em modelos de previsão de tempo e clima (KHAIN et al., 2011, 2000; KHAIN; ROSENFELD; POKROVSKY, 2005; MORRISON; GRABOWSKI, 2013).

Na Amazônia, a atividade convectiva e a circulação da atmosfera são partes de um sistema de monções e tem grande influência da insolação diária para geração de instabilidade atmosférica (MARENGO, 2006; RAO; CAVALCANTI; HADA, 1996; ZENG, 1999; ZHOU; LAU, 1998). Durante as estações chuvosa e seca, há influência de fluxos de leste provenientes do oceano Atlântico, que a depender da interação com a região continental, geram um aumento ou diminuição do vapor disponível para convecção. Neste particular, a atuação de linhas de instabilidade sobre a região tem papel fundamental no aumento da formação de nuvens convectivas e precipitação (COHEN; SILVA DIAS; NOBRE, 1995; MACHADO et al., 2014; SILVA DIAS; COHEN; GANDÚ, 2005). Na parte norte e central da Amazônia, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é a região de confluência dos ventos alísios, é o principal sistema precipitante de grande escala atuante nesta região devido à produção de nuvens profundas associadas à forte convecção (MACHADO et al., 2004; MARENGO, 2006). No sul da Amazônia, o principal sistema de grande escala atuante é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que, assim como a ZCIT, é responsável por grande parte da precipitação da região. A ZCIT e a ZCAS atuam predominantemente no período do verão (dezembro a fevereiro - DJF), no entanto forte convecção associada a sistemas de menor escala pode ser observada durante os meses de Setembro e Outubro devido à interação entre a maior instabilidade condicional termodinâmica da atmosfera e a alta concentração de aerossóis de queimadas (ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS, 2011; ALTARATZ et al., 2010; WILLIAMS et al., 2002).

Os processos de formação de nuvem e precipitação têm diferentes características

dependendo das condições termodinâmicas e concentrações de aerossóis na atmosfera (ANDREAE; ROSENFELD, 2008; KOREN et al., 2008, 2012; RAMANATHAN et al., 2001; ROSENFELD et al., 2008). Os aerossóis são particulados que podem promover a formação de nuvens na atmosfera, uma vez que estes podem servir de núcleos de condensação de gotas de nuvem (CCN – sigla do inglês, *Cloud Condensation Nuclei*) (KÖHLER, 1936). Muitos estudos mostram a quantidade de CCN na atmosfera determinam as concentrações de gotas na base da nuvem, uma vez que quanto maior a população de CCN maior será a concentração de gotículas de nuvens formadas (REUTTER et al., 2009; TWOMEY, 1959). Alguns exemplos de regiões com alta concentração de CCN e poluídas são grandes centros urbanos e regiões afetadas por queimadas como a floresta Amazônica, enquanto regiões oceânicas destacam-se por apresentarem ambientes limpos com baixas concentrações de CCN (ANDREAE, 2009; ARTAXO et al., 2002; GIVATI; ROSENFELD, 2007; LOHMANN; FEICHTER, 2005).

Ambientes com alto conteúdo de CCN possuem a característica de inibir a formação de precipitação em nuvens com pequeno desenvolvimento vertical (JIANG; FEINGOLD, 2006; KONWAR et al., 2010; ROSENFELD, 2000). Esse processo é ocasionado pela competição de muitos CCNs pelo vapor disponível na atmosfera, formando uma população maior em número de gotas de nuvem menores em comparação com ambientes limpos (TWOMEY, 1977). Nessas condições, os processos de formação de gotas de chuva na fase quente ( $T > 0^{\circ}\text{C}$ ) do desenvolvimento da nuvem (i.e. colisão e coalescência de gotas) são inibidos, acarretando no aumento do tempo de vida da nuvem relativamente a ambientes limpos (e.g., ALBRECHT, 1989; ROSENFELD et al., 2008; TAO et al., 2012). Logo, o tempo entre a nucleação de gotas na base da nuvem e a formação de precipitação pode durar horas em ambientes poluídos (FAN et al., 2013; KHAIN; ROSENFELD; POKROVSKY, 2005). O prolongamento do tempo de vida da nuvem e a supressão da precipitação via coagulação pode levar a nuvem a crescer até níveis mais altos ativando a fase fria ( $T < 0^{\circ}\text{C}$ ) da nuvem e a formação e crescimento de partículas de gelo. No caso, partículas de nuvem em ambientes poluídos crescem efetivamente através de processos frios podendo atingir tamanho suficiente para gerar precipitação de hidrometeoros. Para condições muito instáveis da atmosfera, devido ao maior conteúdo de vapor e água líquida superesfriada transportada para regiões mistas e frias da nuvem, os processos de formação de grandes particulados de gelo

(e.g. acreção e agregação) são intensificados, promovendo a formação de tempestades com descargas elétricas e chuvas torrenciais (ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS, 2011; ALTARATZ et al., 2010).

O impacto dos aerossóis em processos de formação de nuvem e precipitação é foco de muitos estudos ao redor do globo (e.g., EICHLER et al., 2009; FAN et al., 2014; GULTEPE; ISAAC; COBER, 2002; TAO et al., 2012). Em experimentos realizados com medições de propriedades microfísicas de nuvens convectivas, Rosenfeld et al. (2012b) mostraram que através do número adiabático de gotas nucleadas na base da nuvem ( $N_a$ ), obtido teoricamente, é possível estimar a altura acima da base da nuvem em que as primeiras gotas de chuva ( $D_r$ ) devem ser observadas nas nuvens. A teoria é baseada na hipótese de que o entranhamento e mistura do ar em nuvens convectivas é aproximadamente não homogêneo (BEALS et al., 2015; BURNET; BRENGUIER, 2007; FREUD; ROSENFELD; KULKARNI, 2011). Isso implica que o perfil vertical do raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) é similar ao observado em uma nuvem adiabática idealizada. Desta forma, a concentração adiabática de gotas, que é aproximado por  $N_a$  na base da nuvem, pode ser estimada pelo perfil vertical do raio efetivo adiabático ( $r_{ea}$ ), baseado em um modelo de parcela adiabático no qual o crescimento das gotas é dominado por condensação (FREUD; ROSENFELD, 2012; PINSKY; KHAIN, 2002). Essa relação pode ser aplicada para estimar a altura acima da base da nuvem em que gotas de chuva começam a se formar, que no modelo proposto ocorre quando  $r_{ea}$  é  $\sim 13 \mu\text{m}$ ,  $D_{13}$  (FREUD; ROSENFELD, 2012; KONWAR et al., 2012; ROSENFELD et al., 2012). Freud e Rosenfeld (2012) mostraram que os valores estimados para  $D_{13}$  são similares a altura em que a chuva se inicia via processos de colisão e coalescência em países como Israel e Índia. Além disso, o estudo mostra que  $D_r$  (em m) é correlacionada linearmente com o número de concentração de gotas  $N_d$  (em  $\text{cm}^{-3}$ ) nucleadas na base da nuvem, onde  $D_r \approx 4 \cdot N_d$ . Em estudos que envolvem processos microfísicos de nuvens, a região amazônica pode ser considerada um laboratório natural devido a sua vasta extensão de florestas tropicais (ARAGÃO et al., 2014; NEGRI et al., 2004; SHUKLA; NOBRE; SELLERS, 1990). A floresta amazônica cobre uma área de aproximadamente 5,3 milhões de  $\text{km}^2$  sobre a América do Sul e representa 40% da área de floresta nos Trópicos. Nas últimas três décadas, as mudanças no uso do solo associadas ao desmatamento na Amazônia e o aumento da emissão de poluentes motivaram a realização de diversos experimentos relacionados aos processos microfísicos de

formação de nuvens e precipitação (e.g., ANDREAE et al., 2015; AVISSAR, 2002; CIFELLI; PETERSEN, 2002; MARTIN et al., 2016a; PETERSEN; RUTLEDGE, 2001; WENDISCH et al., 2016). Os experimentos de campo TRMM-LBA (*Tropical Rainfall Measuring Mission - Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*) (AVISSAR, 2002; SILVA DIAS et al., 2002) e LBA-SMOCC (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia - Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate*) (ANDREAE et al., 2004) foram alguns dos experimentos realizados na Amazônia com foco na observação de parâmetros microfísicos de nuvens em função da concentração de aerossóis na Amazônia. Nestes experimentos, observou-se que durante o período chuvoso a concentração de CCN na atmosfera é da mesma ordem observada sobre regiões oceânicas, com valores de  $\sim 200 \text{ cm}^{-3}$  para 1% de supersaturação (ROBERTS et al., 2001), acarretando em nuvens precipitantes com baixo conteúdo de gelo e descargas elétricas associadas (WILLIAMS et al., 2002). Essas semelhanças entre regiões oceânicas e a Amazônia em termos de concentrações de CCN, comumente leva pesquisadores a se referirem à Amazônia como um “oceano verde” (e.g., ANDREAE et al., 2015; MARTIN et al., 2016; ROBERTS et al., 2001; WILLIAMS et al., 2002). Por outro lado, entre o período seco e chuvoso observou-se que as emissões de queimadas geravam concentrações de CCN sobre a floresta similar as observadas em grandes centros urbanos ( $\sim 2.000 \text{ cm}^{-3}$ , para 1% de supersaturação) (ANDREAE, 2009), acarretando em nuvens precipitantes com maior desenvolvimento vertical, conteúdo de gelo e descargas elétricas (ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS, 2011).

Mais recentemente, a fim de investigar as características dos processos de formação de nuvens e de precipitação sobre diferentes condições termodinâmicas e de concentrações de aerossóis na Amazônia, foi realizada a campanha ACRIDICON-CHUVA (*Aerosol, Cloud, Precipitation, and Radiation Interactions and Dynamics of Convective Cloud Systems*)-CHUVA (*Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM [Global Precipitation Measurements]*) (WENDISCH et al., 2016). O experimento focou em medições das condições atmosféricas e características microfísicas das nuvens e aerossóis através de sensores montados na aeronave de pesquisa HALO (KRAUTSTRUNK; GIEZ, 2012). Medições de concentrações de aerossóis, gotas de nuvem e de chuva, partículas de gelo etc., entre 0 e 15 km de altitude na atmosfera, foram realizadas sobre diferentes regiões da Amazônia, como

o arco do desflorestamento (sul-sudeste da Amazônia), regiões de floresta (norte-noroeste da Amazônia), regiões urbanas (sobre a cidade de Manaus) e regiões marítimas (sobre o Oceano Atlântico, próximo à costa brasileira). A campanha ACRIDICON-CHUVA foi feita com a colaboração do experimento *Green Ocean Amazon* – GoAmazon (MARTIN et al., 2016b), que também realizou medidas atmosféricas com avião, radares meteorológicos, lançamentos de radiossondas etc., a fim de analisar as influências da pluma urbana de Manaus nas propriedades microfísicas de nuvens e química atmosférica da Amazônia.

Dentre os diversos objetivos endereçados aos experimentos ACRIDICON-CHUVA e GoAmazon, destaca-se a quantificação da influência da poluição proveniente das queimadas e da pluma de Manaus na Amazônia nos processos de formação de nuvem e precipitação. Neste sentido, *determinar a influência da poluição na nucleação de gotas na base de nuvens convectivas e no início dos processos de desenvolvimento de gotas de chuva e partículas de gelo das mesmas é fundamental*. A disponibilidade das medições coletadas em nuvens convectivas pela aeronave HALO sobre diferentes ambientes (i.e., limpos e poluídos, em relação às condições de fundo) da Amazônia fornece uma oportunidade única de analisar o efeito das concentrações de aerossóis nos processos microfísicos de formação de partículas de nuvem. Portanto, o objetivo dessa pesquisa é *quantificar as influências dos aerossóis no início da formação de gotas de chuva e partículas de gelo em nuvens convectivas formadas sobre a Amazônia*. Logo, pretende-se responder neste trabalho algumas *perguntas específicas* referentes aos temas abordados, são elas:

1. As parametrizações propostas para o cálculo do número de gotas a serem nucleadas na base da nuvem podem ser utilizadas para nuvens convectivas da Amazônia?
2. Os perfis verticais de tamanho de gotas em nuvens convectivas considerando o crescimento de gotas por processos adiabáticos, como o proposto por Rosenfeld et al. (2012b), são similares aos observados?
3. Através da determinação do número de gotas nucleados na base da nuvem é possível estimar a altura em que se inicia a formação de gotas de chuva e gelo em nuvens convectivas da Amazônia?
4. Qual é o impacto da ocorrência de nucleação secundária de gotas acima

da base da nuvem nos perfis verticais de tamanho de gotas de nuvem e iniciação da formação de gotas de chuva e gelo nas nuvens convectivas?

5. Qual é o impacto da poluição, gerada pela pluma de Manaus e emissões de queimadas durante a época seca na Amazônia, na ocorrência de raios em células convectivas de chuva?
6. Qual é o impacto na microestrutura de células convectivas de chuva, causados pelo aumento das concentrações de aerossóis durante a época seca na Amazônia?

Neste contexto, o Capítulo 2 apresenta uma revisão teórica dos tipos de aerossóis encontrados na região Amazônica e das influências dos aerossóis nos processos de formação de nuvens convectivas e precipitação. O Capítulo 3 aborda os resultados da análise de validações de parametrizações físicas utilizadas em modelos atmosféricos para nuvens convectivas na Amazônia (Perguntas 1 e 2), através de dados medidos com instrumentos a bordo da aeronave HALO e disponível em Braga et al. (2017a). O Capítulo 4 aborda uma avaliação do efeito das concentrações de aerossóis da Amazônia na iniciação de chuva e gelo em nuvens convectivas, disponível em Braga et al. (2017b) (Perguntas 3 e 4). O Capítulo 5 discute as influências das concentrações de aerossóis nas características microfísicas de células convectivas de chuva formadas na Amazônia Central (Perguntas 5 e 6). O Capítulo 6 contém as conclusões e considerações finais dos estudos realizados. Para uma maior coesão textual, as tabelas e figuras mencionadas nos capítulos que seguem são apresentadas ao final de cada capítulo. Além disso, cada um dos capítulos de resultados (Capítulos 3, 4 e 5) está estruturado de forma a conter suas próprias sessões de dados e metodologia.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. Aerossóis da Amazônia

As partículas de aerossol afetam a meteorologia e o clima por meio de dois processos primários, são eles: espalhamento e absorção de radiação solar (i.e., efeito direto dos aerossóis); e atuando como núcleos de condensação de nuvens (i.e., efeito indireto dos aerossóis). No primeiro processo, os aerossóis modificam os processos relativos ao balanço de energia no globo, por exemplo, reduzindo o fluxo de calor sensível na superfície e aumentando o albedo planetário (GOREN; ROSENFELD, 2014; TWOMEY, 1977; WALLACE; HOBBS, 2006). Em relação ao segundo processo, os aerossóis higroscópicos (i.e. que absorvem vapor d'água) ou núcleos de condensação (CN – sigla do inglês, *Condensation Nuclei*) interagem com os hidrometeoros presentes na atmosfera atuando como formadores de gotículas de nuvem (CCN) e partículas de gelo (COTTON; YUTER, 2009; PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998; ROGERS; YAU, 1989).

Aerossóis produzidos por florestas, como a Amazônia, são muito importantes nos processos microfísicos de formação de nuvens e precipitação e consequentes efeitos no clima do globo (ANDREAE et al., 2004). As fontes primárias de aerossóis provenientes da floresta Amazônica são aerossóis de origem biogênica em sua maioria e com uma alta variabilidade de composições químicas, predominantemente consistindo de bactérias, fragmentos de folhas, fungos etc. (ANDREAE et al., 2015; ARTAXO et al., 2013; MARTIN et al., 2010, 2016a; PÖSCHL et al., 2010). Fontes secundárias de aerossóis provenientes da floresta são aerossóis formados através da oxidação de compostos orgânicos voláteis (COVs) que são emitidos pela floresta e através de reações químicas e fotoquímicas que podem convertê-los em aerossóis (ANDREAE et al., 2015; MARTIN et al., 2016; PÖSCHL et al., 2010).

Particulados de origem biogênica da Amazônia possuem maiores concentrações com diâmetros maiores do que um micrometro e são geralmente solúveis em água, podendo atuar como CCN (MARTIN et al., 2010). Em alguns casos aerossóis biogênicos podem ser pouco higroscópicos e ótimos núcleos de gelo (IN – sigla do inglês, *ice nuclei*) (RUDICH, 2002; PÖSCHL, et al. 2010). Durante o período seco e de transição em regiões florestadas, a ocorrência de queimadas gera um aumento no número de particulados na atmosfera da ordem de 5 a 10 vezes. Este aumento é proveniente da liberação de particulados, como fuligem e carbono negro, que

contribuem para degradação da qualidade do ar e inibição de formação de precipitação de nuvens quentes (ANDREAE et al., 2004). Estes aerossóis que possuem tamanhos entre 0,01 e 1  $\mu\text{m}$  são denominados aerossóis de moda fina, e têm concentração na faixa de milhares por centímetro cúbico, contrastando com os aerossóis naturais.

Grande parte das emissões de aerossóis provenientes de queimadas no período de transição na Amazônia é fruto da forma de manejo de áreas desmatadas, que são utilizadas para criação de pastagens e culturas agrícolas (principalmente na região do arco do desflorestamento da Amazônia). Uma vez desmatada, a preparação da terra para o cultivo ou pastagem é iniciada com o processo de queima da biomassa antes do período chuvoso. Essa prática gera grande emissão de aerossóis contribuindo para o aumento da concentração de CCN na região amazônica (ANDREAE et al., 2004; ARTAXO et al., 2013).

Aerossóis provenientes do deserto do Saara também são encontrados na Amazônia no período do verão austral (MARTIN et al., 2010). Estes aerossóis são constituídos predominantemente de silicatos com diâmetros na faixa da moda grossa e podem atuar como CCN (principalmente quando associado a outros compostos como sais marinhos; RUDICH, 2002) e IN (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998).

Outra importante fonte de aerossóis para a região amazônica são os aerossóis marinhos que são advectados sobre a bacia amazônica devido aos ventos alísios provenientes do Oceano Atlântico (ANDREAE; ROSENFELD, 2008). Estes aerossóis são geralmente de moda grossa e estão presentes principalmente na região nordeste da Amazônia durante o período chuvoso (ARTAXO et al., 2013).

A Figura 2.1 exemplifica, através de imagens microscópicas, os diferentes tipos de aerossóis encontrados na Amazônia durante o experimento *The Amazonian Aerosol Characterization Experiment 2008 (AMAZE-08)* realizado em Fevereiro e Março de 2008 próximo a cidade de Manaus (PÖSCHL et al., 2010). As Figuras 2.1.a-c mostram aerossóis de moda fina (partículas de carbono pirogênico e aerossóis orgânicos de origem secundária formada por oxidação de COVs), e as Figuras 2.1.d-f mostram aerossóis de moda grossa (poeira mineral e aerossóis biogênicos primários, como esporos de fungos). Os resultados do experimento evidenciaram que durante a época chuvosa a maioria dos CCN na Amazônia Central é composta por partículas de modo de Aitken (quando o diâmetro é  $< 0,1 \mu\text{m}$ ) e por aerossóis orgânicos secundários. Adicionalmente, durante o período chuvoso observou-se a

presença de particulados de origem biogênica e poeira mineral proveniente do deserto do Saara, geralmente com tamanhos superiores a 1  $\mu\text{m}$ .

A capacidade dos aerossóis da Amazônia em servir como CCN está relacionada com a capacidade de absorção de umidade dos aerossóis, expressado pelo parâmetro de higroscopicidade  $\kappa$ , e com os tamanhos dos mesmos. Estudos recentes na região Amazônica mostram que nesta região os valores de  $\kappa$  variam entre 0.1 e 0.24 a depender do tamanho dos particulados e da época do ano (GUNTHER et al., 2009; PARAMONOV et al., 2015; PÖHLKER et al., 2016). De maneira geral, o valor médio de  $\kappa$  para todos o intervalo de tamanhos de aerossóis é  $0.17 \pm 0.06$  na região amazônica. Adicionalmente, a cidade de Manaus, que está no coração da Amazônia e emite concentrações significantes de aerossóis urbanos, aumenta as concentrações de CCN por um fator de dois (KUHN et al., 2010). Para condições de fundo (i.e., *background*) uma maior fração de CN serve como CCN (~60-80%), enquanto que para a poluição da pluma de Manaus a razão CCN/CN é muito pequena [ $16 \pm 12\%$ ](KUHN et al., 2010).

## 2.2. Parametrizações de nucleação de gotas na base da nuvem

De acordo com estudos preliminares, o número da concentração de gotas de nuvem ( $N_d$ ) a serem formadas na base da nuvem depende das condições atmosféricas abaixo da base da nuvem, i.e., velocidade das correntes verticais e do espectro de ativação da supersaturação ( $S$ ) de núcleos de condensação de nuvens [ $N_{CCN}(S)$ ] (PINSKY et al., 2012; REUTTER et al., 2009; TWOMEY, 1959). A partir de contadores de núcleos de condensação (CCNC) para diferentes valores de  $S$ , os parâmetros  $N_0$  e  $k$  são estimados pela fórmula de Twomey (TWOMEY, 1959):

$$N_{CCN} = N_0 \cdot S^k \quad (2.1)$$

onde,  $N_0$  é a concentração de núcleos de condensação de nuvem (CCN) para  $S=1\%$  em  $\text{cm}^{-3}$ , e  $k$  é o parâmetro de inclinação (TWOMEY, 1959). A Equação 2.1 é uma representação analítica dos dados observacionais de CCN dentro de um intervalo de  $S$ , que para este caso representa o espectro de CCN observado de 0.2 a 0.55%. Note, no entanto, que a Eq. 2.1 não permite uma extrapolação realística de  $N_{CCN}(S)$  além desse intervalo (PÖHLKER et al., 2016).

Os parâmetros  $N_0$  e  $k$  são estimados a partir de dados medidos abaixo da base da nuvem e são associados a medições de correntes ascendentes na base da nuvem ( $W_b$ ). Os valores de  $W_b$ ,  $N_0$ , e  $k$  são usados para calcular a concentração de gotas nucleadas na base da nuvem teoricamente a partir da Eq. 2.2 (TWOMEY, 1959) abaixo:

$$N_{dT} = 0.88 \cdot N_0^{\frac{2}{k+2}} \cdot (0.07 \cdot W_b^{1.5})^{\frac{k}{k+2}} \quad (2.2)$$

onde  $N_{dT}$  é a concentração de gotas na base da nuvem em  $\text{cm}^{-3}$ , e  $W_b$  em  $\text{cm s}^{-1}$ . As Equações 2.1 e 2.2 são parametrizações simplistas. Métodos mais avançados, usando o parâmetro de higroscopicidade  $\kappa$  são mais acurados para representar o espectro de CCN (PÖHLKER et al., 2016).

Outra possibilidade de estimar o número de CCN que são esperados serem nucleados em gotas na base da nuvem é através do uso do modelo *k-Köhler* (PETTERS; KREIDENWEIS, 2007). Baseado em uma distribuição de tamanho de partículas de aerossol (ASD – sigla do inglês, *aerosol size distribution*), o modelo *k-Köhler* considera um valor de  $W_b$  específico e simula a expansão e resfriamento do ar. Adicionalmente este modelo calcula as mudanças resultantes na umidade relativa e crescimento higroscópico das partículas de aerossol e o futuro crescimento das gotas de nuvem por condensação. A utilização do modelo *k-Köhler* depende fortemente das medições de ASD e  $\kappa$  abaixo da base de nuvens (REUTTER et al., 2009).

Uma estimativa da concentração de gotículas na base da nuvem também é possível via o cálculo da máxima supersaturação ( $S_{max}$ ) na base da nuvem, através de medidas de  $N_d$  e  $W_b$  como mostra a Equação 2.3 (PINSKY et al., 2012) abaixo:

$$S_{max} = C \cdot W_b^{\frac{3}{4}} \cdot N_d^{-\frac{1}{2}} \quad (2.3)$$

em que  $C$  é um coeficiente que é determinado em função da temperatura e da pressão na base da nuvem. Como a combinação de  $N_{CCN}(S)$  e  $W_b$  determinam  $N_d$  e  $S_{max}$ , é possível comparar as relações entre as estimativas teóricas e os dados medidos. Além disso, a estimativa da concentração adiabática de gotas ( $N_a$ ) a partir de medidas do perfil vertical do raio efetivo das gotículas ( $r_e$ ) é uma alternativa para avaliar o número de gotas nucleadas na base da nuvem (FREUD; ROSENFELD; KULKARNI, 2011). A definição de  $r_e$  é:

$$r_e = \frac{\int N(r) \cdot r^3 dr}{\int N(r) \cdot r^2 dr} \quad (2.4)$$

em que  $N$  e  $r$  são, respectivamente, a concentração e o raio de gotas de nuvem.

Rosenfeld et al. (2014b) mostraram que o número efetivo de gotas observados na base da nuvem ( $N_d^*$ ) pode ser expresso por um único valor, que depende da velocidade efetiva das correntes ascendentes observadas na base da nuvem ( $W_b^*$ ). Para avaliar onde o valor medido  $N_d$  representa o valor teórico esperado  $N_d^*$  baseado em medidas independente de  $N_{CCN}(S)$  e  $W_b$ , é necessário achar o intervalo das medidas de  $W_b^*$  e  $N_d^*$  que melhor satisfaz a concordância entre os valores medidos e calculados. Modelos de nuvem representam o número de gotas na base da nuvem por um valor único (PINSKY et al., 2012). Portanto, a partir de uma série de medições na base da nuvem, um número efetivo de gotas,  $N_d^*$ , pode ser derivado, para representar as medidas para um grupo de nuvens formadas na mesma condição termodinâmica.

### **2.3. Influências dos aerossóis na formação de nuvens convectivas e precipitação**

Hipóteses relacionadas a nuvens convectivas formadas em ambientes limpos (CCN  $\sim 200 \text{ cm}^{-3}$ ) sugerem que o conteúdo de água de nuvem é distribuído em gotas grandes, que precipitam antes de congelarem devido aos processos de colisão e coalescência (FREUD et al., 2008; KHAIN; BENMOSHE; POKROVSKY, 2008; KONWAR et al., 2012). A conversão de água de nuvem em água de chuva na fase quente do desenvolvimento da nuvem diminui ou até inibe a formação de partículas de gelo, uma vez que o conteúdo de água de nuvem resultante é pequeno para crescimento de gelo (ROSENFELD et al., 2008). Por outro lado, nuvens convectivas formadas em ambientes poluídos (CCN  $\sim 2.000 \text{ cm}^{-3}$ ) teriam um grande número de gotas pequenas no qual o conteúdo de água de nuvem estaria distribuído, gerando uma diminuição dos processos de colisão e coalescência e um aumento da refletividade das nuvens (ver detalhes nos Apêndices A.1 e A.2). Caso as partículas dessas nuvens ultrapassem o nível de congelamento ( $\sim 0^\circ\text{C}$ ), pode haver a formação de partículas de gelo (ver detalhes no Apêndice A.3) em que o calor latente liberado por essas partículas durante o congelamento e as correntes verticais geradas pela evaporação do gelo durante a precipitação promovem a formação de intensas

tempestades, a depender da instabilidade termodinâmica e dinâmica da nuvem convectiva (ANDREAE; ROSENFELD, 2008; ROSENFELD et al., 2008).

A Figura 2.2 ilustra o modelo conceitual sobre a influência dos aerossóis no ciclo de vida de nuvens convectivas. A figura evidencia o impacto dos aerossóis no tempo de vida das nuvens convectivas, o qual é reduzido em ambientes limpos em relação a ambientes poluídos. Isso ocorre devido aos processos de formação de precipitação que acontecem majoritariamente na fase quente de desenvolvimento. Uma vez nucleadas, as gotas de nuvem crescem por processos de difusão de vapor e podem gerar partículas precipitantes na forma de gota ou gelo a depender da população de gotículas nucleadas na base da nuvem. Em ambientes limpos, o tempo entre a formação de gotas de nuvem e gotas de chuva pode durar cerca de 20 minutos (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998). Por outro lado, em ambientes poluídos a formação de partículas precipitantes ocorre majoritariamente devido a processos de crescimento de gelo, e o tempo entre a iniciação da nuvem e da precipitação pode durar horas (KHAIN; BENMOSHE; POKROVSKY, 2008; KHAIN; ROSENFELD; POKROVSKY, 2005).

Como discutido no Capítulo 1, o número de gotas de nuvem nucleadas na base da nuvem tem influência direta na altura em que se observa a iniciação de chuva em nuvens convectivas. A Figura 2.3 mostra um exemplo da evolução da moda do diâmetro de gotas ( $D_M$ ) em função da altura acima da base da nuvem para diferentes condições de concentrações de aerossol sobre a Amazônia e Tailândia (ANDREAE et al., 2004). Nos casos analisados os autores consideraram que a iniciação da formação de precipitação na nuvem ocorre quando a moda do diâmetro é superior a 24  $\mu\text{m}$ . A figura mostra que quanto mais limpa é a região em que as nuvens se desenvolvem menores são as alturas acima da base da nuvem em que se observa a iniciação de precipitação. Em casos muito poluídos, como em nuvens pirocumulus, gotas de chuva (i.e., gotas com diâmetros maiores que 24  $\mu\text{m}$ ) não são observadas devido a grande quantidade de gotas nucleadas na base da nuvem e possível nucleação secundária, as quais competem pelo vapor disponível e suprimem a coalescência de gotas.

Esses estudos do crescimento do tamanho de gotas em função da altitude ou temperatura possibilitaram o desenvolvimento de diagramas utilizados para analisar o processo microfísico vigente em nuvens convectivas em dados de avião e satélite (ROSENFELD; LENSKY, 1998). A Figura 2.4 mostra um esquema geral do

crescimento do raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) em função da temperatura ( $T$ ) [painel superior esquerdo], definindo-se cinco zonas microfísicas observadas em nuvens convectivas. Neste gráfico de  $T$  vs.  $r_e$ , estas zonas são:

1. Crescimento por difusão de vapor. Crescimento pequeno das gotas a partir da base da nuvem, indicado por estreita inclinação no gráfico, e pequeno aumento do  $r_e$  com diminuição de temperatura (ou aumento de altura);
2. Zona de crescimento por colisão e coalescência. Forte crescimento das partículas de nuvem, indicado por acentuada inclinação no gráfico, na região abaixo da camada de zero grau Celsius;
3. Zona de precipitação. Região em que o tamanho das gotas de nuvem permanece estável com o declínio de temperatura. Esta região é conhecida por apresentar um balanço entre o crescimento de gotas por coalescência e de gotas precipitantes no topo da nuvem, que eventualmente ocasionam precipitação em superfície.
4. Zona de fase mista. Região localizada geralmente entre a 0 e  $-10^{\circ}\text{C}$  na qual o tamanho das partículas aumenta fortemente com a altura devido ao processo de coalescência e processos de formação de precipitação de gelo (acreção). A zona de fase mista pode se estender até  $-38^{\circ}\text{C}$ , temperatura na qual há o congelamento de todas as gotas líquidas (nucleação homogênea – Anexo A.3).
5. Zona de glaciação. Região acima da camada de zona de fase mista que se estende até o topo da nuvem na qual se observa a diminuição ou estagnação do  $r_e$  em função da diminuição da temperatura.

A Figura 2.4 mostra que, em nuvens muito poluídas, o  $r_e$  na base da nuvem é muito pequeno, a zona de coalescência não existe, a fase mista inicia-se em temperaturas inferiores a  $-15^{\circ}\text{C}$ , e a glaciação ocorre na situação mais extrema, ou seja, via nucleação homogênea em  $\sim -38^{\circ}\text{C}$ . Em contraste, nuvens limpas começam com tamanhos grandes de gotas na base da nuvem, atingindo o limiar de tamanho para iniciar a precipitação ( $r_e > 13 \mu\text{m}$ , ou  $D_M > 24 \mu\text{m}$ ) em menores alturas acima da base da nuvem (ou temperaturas mais quentes; ver Apêndice A.2). A profunda zona de precipitação é um indicativo de desenvolvimento completo da precipitação em nuvens limpas. As gotas grandes congelam em temperaturas relativamente mais

altas (vide Apêndice – A.3), resultando em uma fase mista rasa e a temperatura de glaciação ocorre em temperaturas próximas de  $-10^{\circ}\text{C}$ .

O predomínio de precipitação proveniente de nuvens quentes sobre o oceano e observações de precipitação de granizo predominantemente sobre regiões continentais são algumas das razões que fundamentam as hipóteses relacionadas ao efeito dos aerossóis e da termodinâmica nos processos microfísicos de formação de nuvens e precipitação (KOREN et al., 2012; RENNÓ et al., 2013). Apesar das concentrações de aerossóis controlarem os processos microfísicos de formação de partículas de nuvem, a termodinâmica da atmosfera também exerce papel fundamental na formação das nuvens e precipitação. Neste particular, devido ao baixo calor específico de superfícies continentais em relação às oceânicas, a interação da radiação solar sobre o continente gera maior instabilidade atmosférica, a qual pode ser mais eficiente na formação das nuvens profundas. Adicionalmente, o efeito de orografia é um importante mecanismo de levantamento da parcela de ar sobre o continente. Em ambientes mais instáveis, maior produção de gotas de nuvem é observada para condições similares de concentrações de CCN devido à intensificação das correntes verticais. As correntes ascendentes controlam a saturação ambiente, logo, alguns estudos atribuem que a formação de gotículas de nuvens em ambientes poluídos está limitada à intensidade da corrente ascendente (i.e., há muitos CCN a serem nucleados e a quantidade nucleada só depende da intensidade da corrente ascendente), enquanto que em ambiente limpos a formação de gotículas de nuvem estará limitada à concentração de CCNs mesmo que a intensidade da corrente ascendente seja muito alta (REUTERS et al., 2009; ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS, 2011). O envigoramento das nuvens por processos de formação de gelo em nuvens convectivas também são responsáveis pelo aumento da atividade elétrica das mesmas (ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS, 2011; YUAN et al., 2011, 2012)

Bell et al. (2009) também destaca os efeitos de supressão de precipitação em nuvens marítimas e envigoramento da precipitação em nuvens continentais devido a adição de aerossóis urbanos. Estes autores observaram que, durante os dias úteis da semana (i.e., de segunda à sexta-feira) em ambientes urbanos quando há maior emissão de poluentes devido às atividades antrópicas, maiores (menores) taxas médias de precipitação foram encontradas para nuvens continentais (marítimas) nos Estados Unidos do que durante o final de semana (quando atividades antrópicas

são menos intensas) (BELL; ROSENFELD; KIM, 2009). O efeito do envigoramento de nuvens convectivas em ambientes poluídos também é discutido por Rosenfeld et al. (2008) que quantifica os efeitos radiativos e microfísicos dos aerossóis durante a formação de nuvens convectivas. Basicamente, o atraso na conversão de gotas de nuvem em gotas de chuva (mostrado na Figura 2.2) induzido pelo aumento da concentração de aerossóis seria responsável por envigorar nuvens convectivas. Este processo ocorre devido à grande liberação de calor latente proveniente de processos de congelamento e à intensificação das correntes descendentes durante a evaporação de partículas de gelo precipitantes. Essas correntes descendentes intensificadas são responsáveis por induzir a ascensão do ar quente da superfície e envigorar à convecção.

A Figura 2.5 mostra uma comparação quantitativa entre as forças dos efeitos radiativos e microfísicos dos aerossóis em nuvens convectivas hipotéticas que se desenvolvem até a tropopausa com temperatura na base de 22°C e pressão de 960 hPa (ROSENFELD et al., 2008). Devido aos aerossóis de poluição atuarem como CCN, os valores de CCN para uma supersaturação de 0.4% aumentam em função da espessura óptica do aerossol (AOD – sigla do inglês, *Aerosol Optical Depth*). No caso, é considerado que para AOD igual à 1 a concentração de CCN na base da nuvem ( $N_{CCN}$ ) seria  $10.000 \text{ cm}^{-3}$ , de forma que, a depender dos valores de  $N_{CCN}$ , os valores resultantes de energia convectiva disponível para convecção (CAPE – sigla do inglês, *convective available potential energy*) na atmosfera podem ser positivos ou negativos. Desta forma, contribuições positivas para o CAPE seriam provenientes da liberação de calor latente devido a processos de congelamento de gotas com conseqüente intensificação de movimentos verticais, e contribuições negativas seriam promovidas pela diminuição da radiação que chega a superfície devido às maiores concentrações de aerossóis (valor de AOD) na atmosfera.

Como mostrado na Figura 2.3, a quantidade de aerossóis nucleados na base da nuvem (que gera a formação de gotas pequenas) determina a altura acima da base da nuvem (ou profundidade) em que partículas de tamanho precipitantes ( $D_r$ ) se formam. ROSENFELD; LOHMANN; RAGA (2008) mostram, através de medições de satélites, que essa altura pode ser estimada pela relação:

$$D_r = 80 + (N_{CCN} \cdot 1000) \quad (2.5)$$

em que  $D_r$  é em m e  $N_{CCN}$  é em  $\text{cm}^{-3}$ . Logo, a supressão da zona de precipitação (zona microfísica número 3 nos painéis da Figura 2.4) devido à coalescência de gotas ocorre quando  $N_{CCN} \sim 1.200 \text{ cm}^{-3}$ , ou quando a espessura da nuvem atinge  $\sim 5.000 \text{ m}$ . O conteúdo de água de nuvem resultante do crescimento via condensação nessas condições é maior do que em condições limpas e a maior liberação de calor latente devido ao congelamento das gotas de nuvem induz o aumento do CAPE (vide Figura 2.5). Para maiores valores de  $N_{CCN}$  (ou AOD), o CAPE diminui pois uma menor quantidade de radiação solar seria transmitida para aquecer o solo e gerar correntes ascendentes. Em um cenário no qual nuvens convectivas têm temperaturas menores do que  $22^\circ\text{C}$  na base da nuvem, a espessura de camada líquida da nuvem também diminuiria e, conseqüentemente, o CAPE disponível na atmosfera devido a processos frios seria menor.

Outro importante fator em relação ao efeito radiativo e microfísico, provocado por nuvens convectivas formadas em ambientes limpos e poluídos, está relacionado à altura de topo e cobertura espacial da nuvem durante o seu ciclo de vida. Diversos estudos observacionais mostram que o aumento de aerossóis na atmosfera gera o aumento da altura do topo de nuvens e sua cobertura espacial (e.g., ALTARATZ et al., 2014; FAN et al., 2013; KOREN et al., 2010). A Figura 2.6 mostra um esquema de cobertura espacial e vertical de nuvens convectivas profundas desenvolvidas em ambientes limpos e poluídos durante o estágio de maturação e dissipação (FAN et al. 2013). Em ambientes poluídos, os núcleos convectivos contêm uma quantidade maior de hidrometeoros pequenos, gerando maior expansão e dissipação mais lenta de nuvens estratiformes e bigornas de nuvens. Este processo é resultado das menores velocidades de queda de partículas de gelo devido ao tamanho reduzido, e, portanto, uma maior cobertura de nuvem, maior altura do topo da nuvem e nuvens mais profundas sendo observadas em tempestades poluídas em comparação com tempestades formadas em ambientes limpos. Conseqüentemente, durante o estágio de dissipação as nuvens resultantes da convecção formada em ambientes poluídos promovem uma maior quantidade de radiação solar refletida para o espaço do que a convecção formada em ambientes limpos.

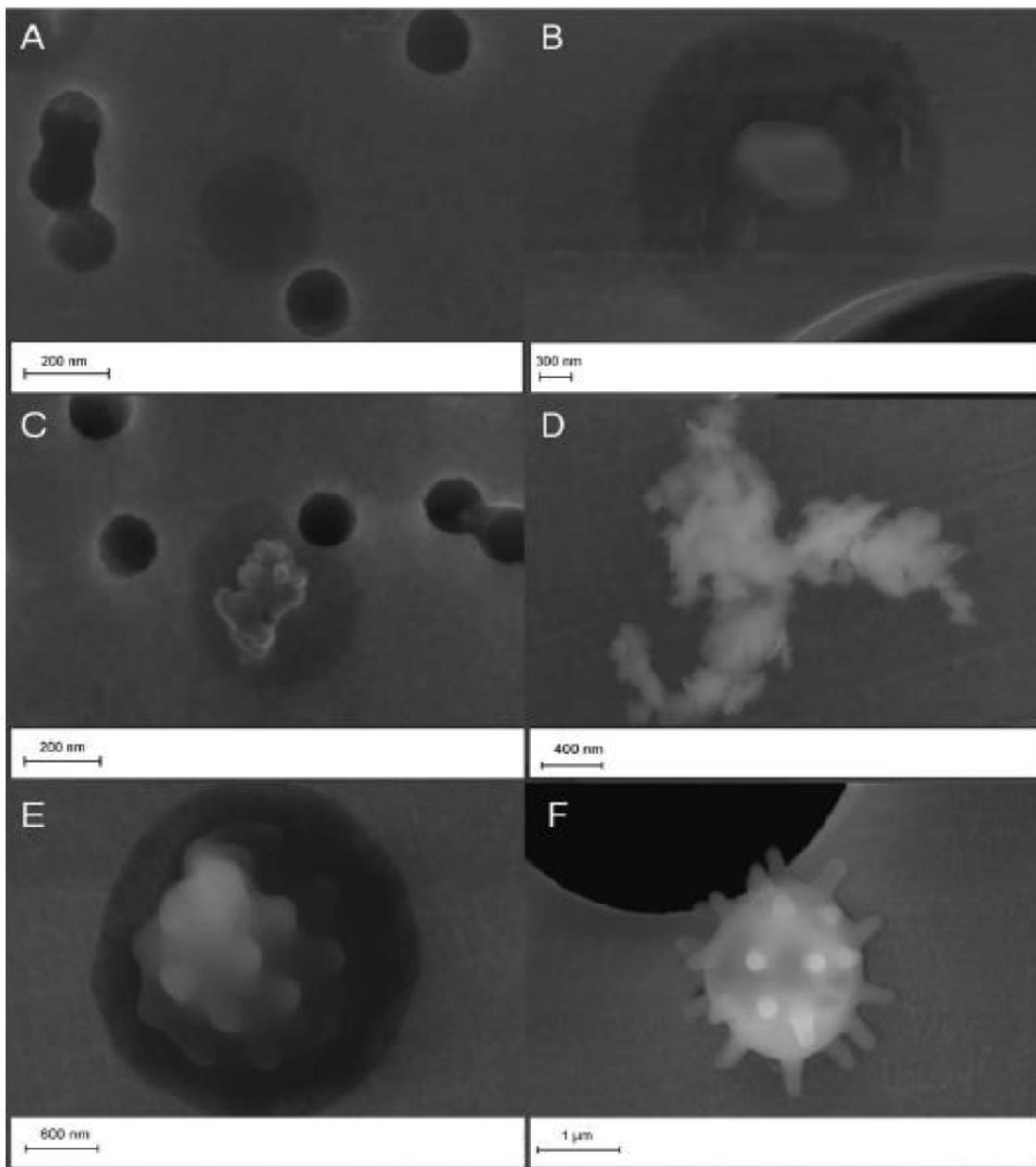
Khain et al. (2008) realizaram uma discussão extensa sobre os fatores que determinam o impacto dos aerossóis na precipitação das nuvens em superfície. Comparações com as características microfísicas de nuvens simuladas com modelos espectrais de nuvem e medições *in situ* com aviões do experimento *Large-*

*Scale Biosphere – Atmosphere Experiment in Amazonia—Smoke, Aerosols, Clouds, Rainfall, and Climate* (LBA–SMOCC) (ANDREAE et al. 2004) foram descritas e testadas. Os resultados de Khain et al. (2008) sugerem que nuvens que se desenvolvem no ar seco da Amazônia têm significativa perda da massa condensada, suficiente para diminuir a precipitação com o aumento de concentrações de aerossóis. Para condições de ar úmido, o valor acumulado de chuva aumenta com o aumento das concentrações de aerossóis devido ao envigoramento dos processos de crescimento de gelo devido a grande quantidade de água de nuvem transportada para altas profundidades.

O estudo da influência das concentrações de aerossóis nas taxas de precipitação observadas em superfície através de dados de radar, disdrômetros e pluviômetros é extensamente discutido por Rosenfeld e Ulbrich (2003). Eles analisaram a resposta de refletividades ( $Z$ ) medidas com radar meteorológico nas assinaturas de microestrutura de nuvens convectivas desenvolvidas em condições continentais (poluídas) e marítimas (limpas). Eles descrevem que para um valor de  $Z$ , menores taxas de precipitação ( $R$ ) são observadas em superfície nos locais mais continentais. Essas diferentes características de chuva observadas para similares refletividades são fortemente correlacionadas com mudanças nas DSDs causadas pelo processo em que as gotas de chuva se desenvolvem e pelas condições ambientes (ROSENFELD e ULBRICHT, 2003). Basicamente, quanto mais poluído é o ambiente os processos de coalescência são mais suprimidos e processos de acreção são mais significantes para formação de partículas precipitantes. As DSDs resultantes em superfície formadas em ambientes limpos e poluídos mostram um grande número de gotas grandes de nuvem e gotas de chuva menores em ambientes limpos, e uma grande quantidade de gotas de nuvem menores e gotas de chuva grandes em ambientes poluídos. Em condições limpas, maiores taxas de precipitação são observadas em comparação a ambientes poluídos para o mesmo valor de refletividade do radar ( $Z$ ). Como nuvens mais poluídas com menores gotas de nuvem produzem maiores hidrometeoros, a aplicação da mesma relação  $Z$ - $R$  para estimativas de taxas de precipitação ( $R$ ) gera uma superestimativa das taxa de chuva para esses casos poluídos em comparação com casos limpo com maiores gotas de nuvem e menores gotas de chuva (ROSENFELD e ULBRICHT, 2003).

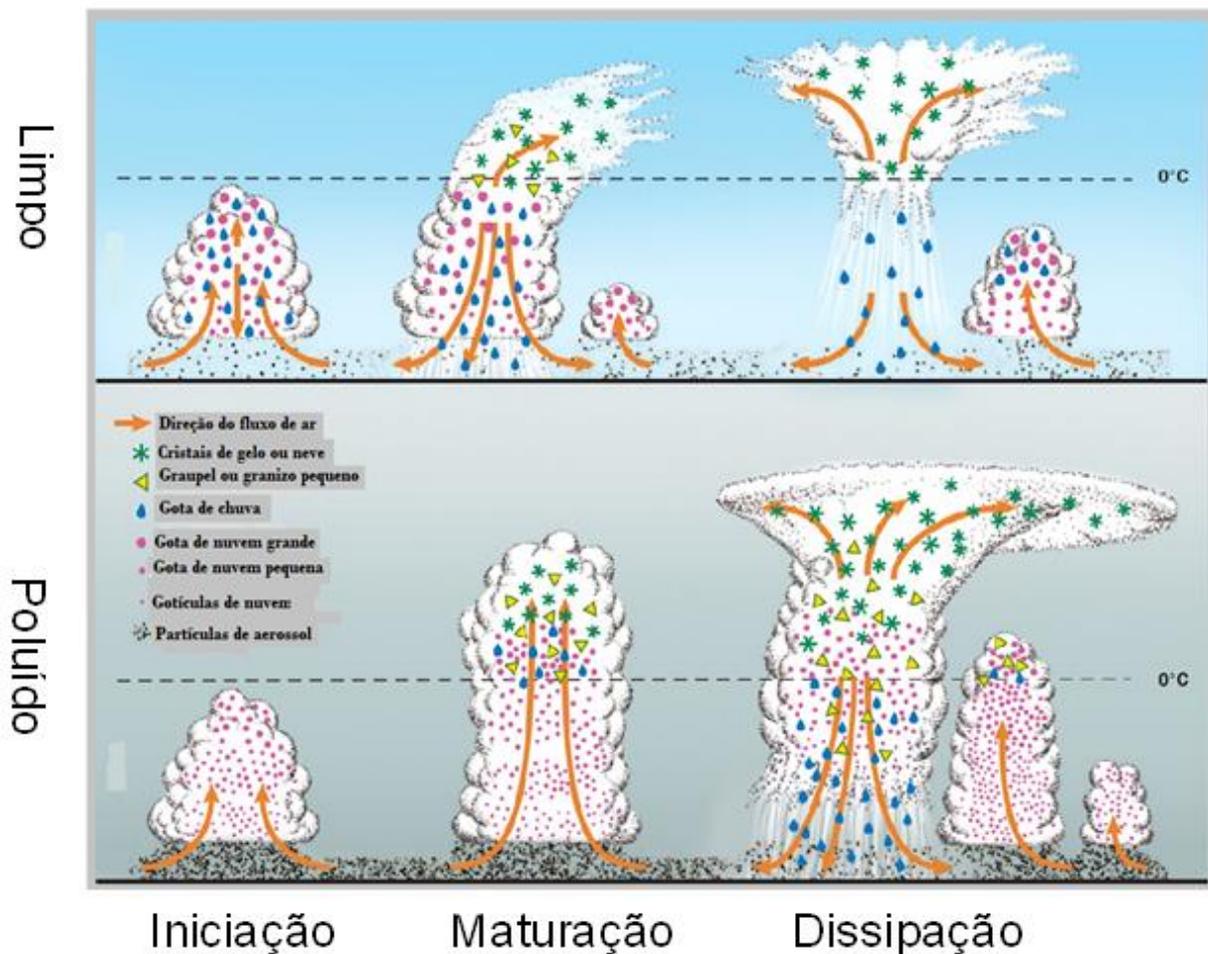
## 2.4. Figuras

Figura 2.1 Imagens microscópicas dos tipos de partículas de aerossol encontradas durante o experimento AMAZE-08 (entre 3 e 13 de Março de 2008). A) Gota formada por aerossol orgânico secundário. B) Mistura de aerossol orgânico secundário e partículas inorgânicas. C) Partícula de carbono pirogênico com revestimento orgânico. D) Partícula de poeira mineral. E) e F) partículas de aerossóis biogênicos primários com e sem revestimento orgânico, respectivamente. A escala de tamanho de cada imagem é mostrada abaixo de cada figura.



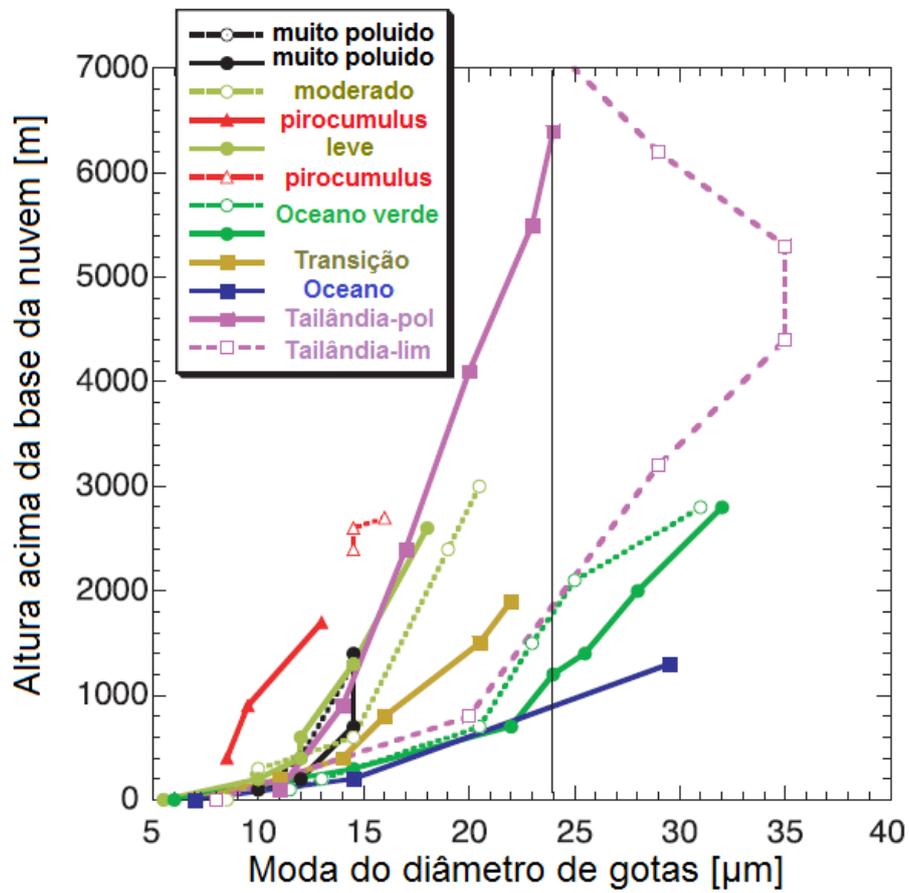
Fonte: Adaptado de Pöschl et al. (2010)

Figura 2.2 - Evolução das nuvens convectivas profundas que se desenvolvem na atmosfera limpa (superior) e poluída (inferior). Em ambientes limpos as nuvens convectivas desenvolvem a formação de gotas de chuva majoritariamente por processos de colisão e coalescência (temperaturas quentes). Pouca água de nuvem resta para formação de partículas de gelo e o ciclo de vida é mais rápido do que em nuvens poluídas. Em ambientes poluídos a formação de gotas de chuva ocorre principalmente devido ao derretimento de partículas de gelo. A supressão de processos de coalescência resulta em um crescimento mais devagar das gotas de nuvem via condensação. Isso significa consumo de mais instabilidade para a mesma quantidade de chuva e um ciclo de vida mais lento de nuvens poluídas em relação a nuvens limpas.



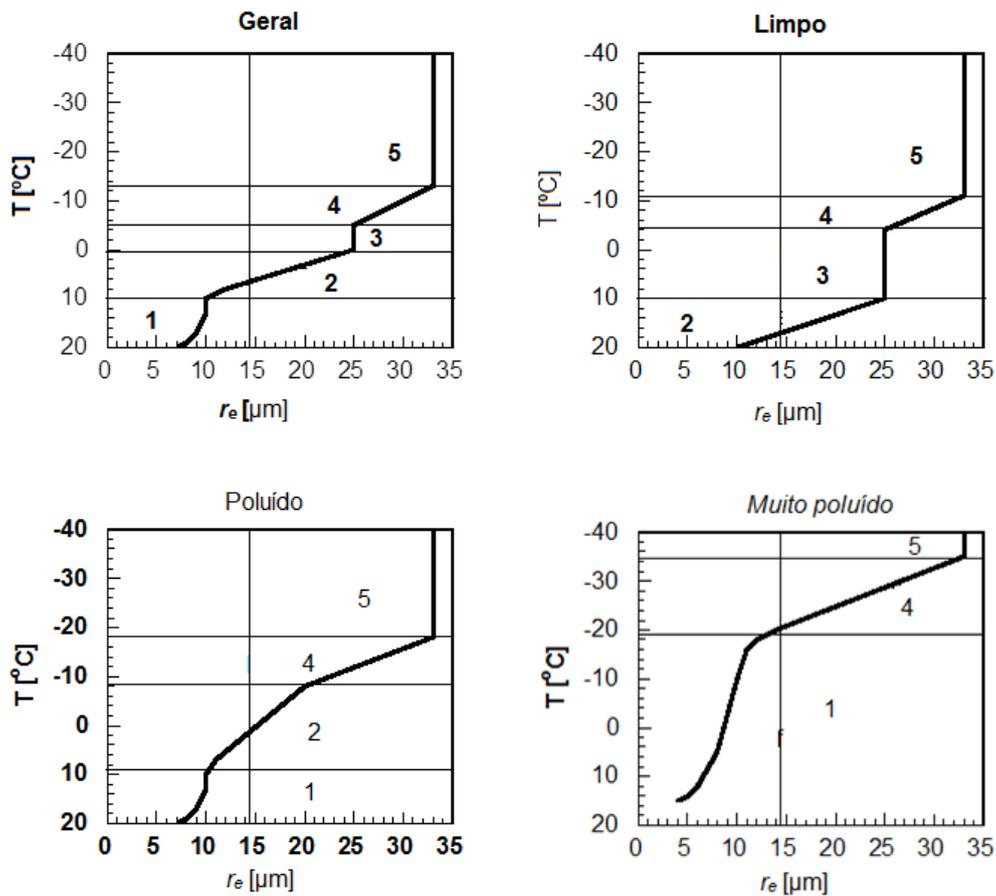
Fonte: Adaptado de Rosenfeld et al., (2008).

Figura 2.3. Dependência vertical da moda do diâmetro de gotas em função da altura acima da base da nuvem. A linha em 24  $\mu\text{m}$  mostra o tamanho em que o início da precipitação ocorre.



Fonte: Adaptado de Andreae et al. (2004)

Figura 2.4. Zonas microfísicas de nuvens convectivas em função do perfil de raio efetivo ( $r_e$ ) e temperatura em um cenário geral, limpo, poluído e muito poluído.

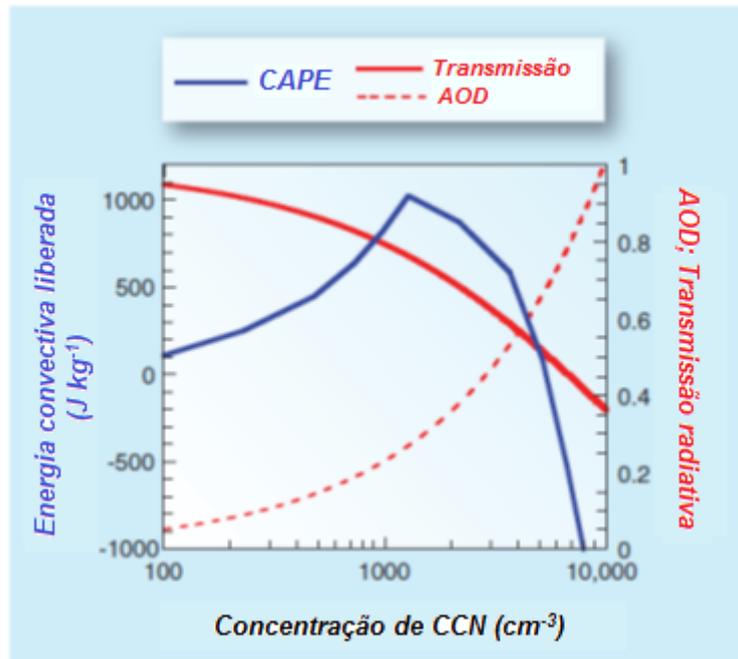


### Zonas microfísicas

- |                           |               |
|---------------------------|---------------|
| 1. Difusão de vapor       | 4. Fase mista |
| 2. Colisão e coalescência | 5. Glaciação  |
| 3. Zona de precipitação   |               |

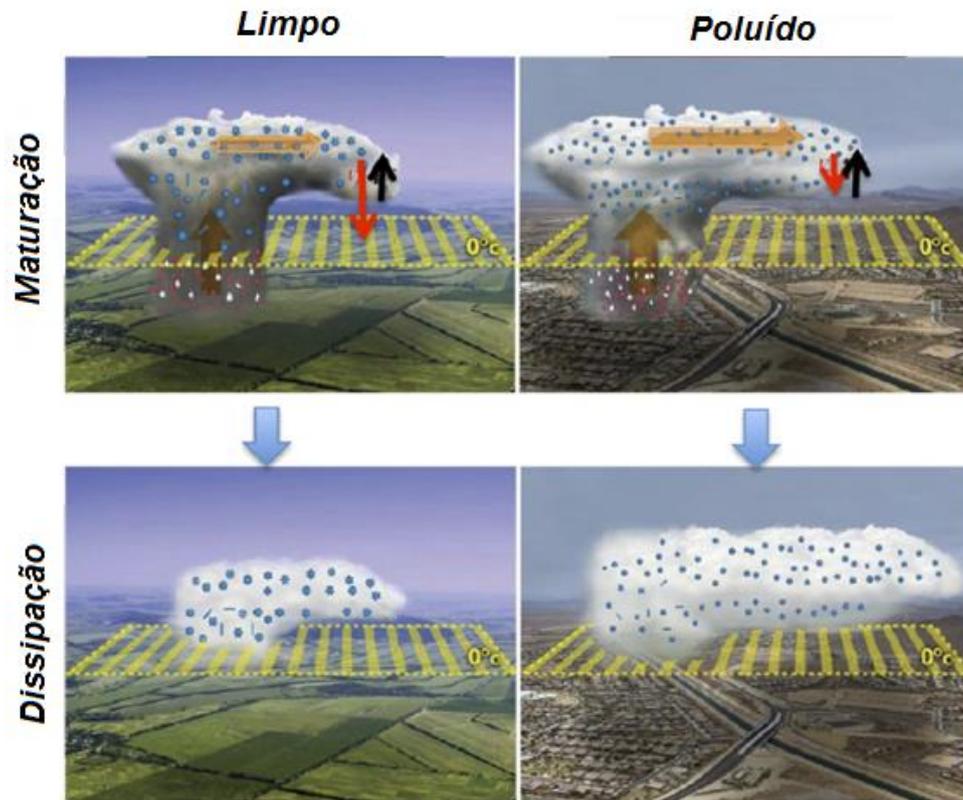
Fonte: Adaptado de Lensky e Rosenfeld (1998)

Figura 2.5. Ilustração das relações entre efeitos microfísicos e radiativos dos aerossóis em nuvens convectivas. A espessura óptica do aerossol (linha tracejada em vermelho) é assumida atingir o valor de 1 para o número de CCN igual a  $10.000\text{ cm}^{-3}$  quando a supersaturação é de 0,4%. A transmissão de radiação que chega a superfície é mostrada pela linha em vermelho. O vigor da convecção é mostrado na cor azul, e fornece o valor do CAPE de uma parcela de nuvem que ascende até o topo da nuvem próximo da tropopausa.



Fonte: Adaptado de Rosenfeld et al. (2008).

Figura 2.6. Mecanismo que descreve o impacto dos aerossóis em nuvens convectivas profundas nos estágios de maturação e dissipação, formadas em ambientes limpos e poluídos. As setas indicam os fluxos de massa ascendentes (preto) e descendentes (vermelho) e os tamanhos das setas indicam a sua magnitude. Os tamanhos relativos das partículas de gelo dentro da nuvem são indicados por símbolos.



Fonte: Adaptado de Fan et al. (2013).



### 3 COMPARAÇÃO DE PROPRIEDADES MICROFÍSICAS PARAMETRIZADAS DA BASE DE NUVENS CONVECTIVAS DA AMAZÔNIA COM VALORES MEDIDOS POR AVIÃO DURANTE A CAMPANHA ACRIDICON-CHUVA

Como um dos objetivos específicos do experimento ACRIDICON-CHUVA é a *evolução vertical das nuvens e seu ciclo de vida* em função de diferentes níveis de poluição e cobertura de solo (WENDISH et al., 2016), uma das estratégias de voo adotada foi o *perfilamento de nuvens*. O perfilamento de nuvens consiste em medir as propriedades microfísicas (distribuição de tamanho e fase dos hidrometeoros), microfísicas (cobertura horizontal e extensão vertical) e variáveis dinâmicas (velocidades verticais e turbulência) das nuvens em função da altura, além das condições abaixo da base das nuvens (e.g., distribuição de tamanho e composição química dos aerossóis, gases traço, velocidade, ascendente). Durante a campanha ACRIDICON-CHUVA nove voos foram destinados a perfilamento de nuvens convectivas (AC07, AC08, AC09, AC11, AC13, AC17, AC18, AC19 e AC20). A Figura 3.1 ilustra o padrão de voo da aeronave HALO no perfilamento de conjuntos de nuvens convectivas, o qual seguiu três etapas:

- a. Voando abaixo da base da nuvem para medir  $N_{CCN}(S)$ ;
- b. Voando na base da nuvem medindo  $W_b$  e DSDs de gotas de nuvem;
- c. Conduzindo perfis verticais em torres convectivas crescentes fazendo medidas no topo, a fim de evitar precipitação que possa cair de cima. As penetrações em nuvem durante essa fase são feitas em etapas verticais de algumas centenas de metros quando possível, a partir da base até as bigornas.

Neste capítulo, as medidas de conteúdo e distribuição de tamanho de gotas de nuvem durante os perfilamentos de nuvens convectivas da aeronave HALO são comparadas com as parametrizações utilizadas por modelos meteorológicos para estimar o número de gotas nucleadas na base da nuvem (Seção 2.2). Considerando as parametrizações da literatura utilizadas para estimar o número de gotas nucleadas na base da nuvem (Seção 2.2) e as perguntas específicas 1 e 2 desta tese de doutorado, o estudo aqui apresentado inova em diversos aspectos:

- a. Ele valida a metodologia de inferência da concentração adiabática de gotas ( $N_a$ ) na base de nuvens convectivas a partir da evolução vertical do  $r_e$

assumindo que  $r_e$  é aproximadamente adiabático (FREUD; ROSENFELD; KULKARNI, 2011). Isto é importante porque suporta a validade da inferência de  $N_a$  a partir de perfis verticais de  $r_e$  via satélite (ROSENFELD et al., 2014, 2016).

- b. Ele compara os valores de  $N_d$  medidos por avião com os valores obtidos por parametrizações que são baseadas no espectro de  $N_{CCN}(S)$  e velocidades verticais na base de nuvem ponderados pelas próprias velocidades verticais,  $W_b^*$ . Isto é feito para ser compatível com a metodologia desenvolvida recentemente de inferência de CCN a partir de satélites por meio de estimativas de  $N_d$  e  $W_b^*$  de Rosenfeld et al. (2016).
- c. Ele avalia, através de observações, a antiga parametrização de Twomey (1959) em função de  $N_d$  em  $W_b$  (Eq. 2.2) versus a expressão analítica recente proposta por Pinsky et al. (2012) para a mesma relação (Eq. 2.3).

Diferentes abordagens são usadas nestas comparações entre as propriedades microfísicas parametrizadas e medidas *in situ* pela aeronave HALO, as quais são discutidas nas próximas seções. A Seção 3.1 descreve brevemente a instrumentação e suas incertezas e o banco de dados usados nesse estudo. As Seções 3.2 e 3.3 fornecem uma visão geral das medições dos sensores de nuvem e discute as consistências e concordâncias entre as medições dos diferentes instrumentos. A Seção 3.4 descreve as metodologias aplicadas para comparar resultados de modelo e medições na base da nuvem. As seções 3.5 e 3.6 mostram os resultados das intercomparações entre parametrizações e medições a bordo da aeronave HALO.

### **3.1. Dados e instrumentação**

Os voos da aeronave HALO durante a campanha ACRIDICON-CHUVA foram realizados sobre a região da Amazônia durante setembro de 2014 sob diferentes condições de concentrações de aerossol e tipos de superfícies, como mostra a Figura 3.2 (de WENDISCH et al., 2016). Uma introdução compreensiva a instrumentação do avião HALO é fornecida em Wendisch e Brenguier (2013), e em particular dos instrumentos de microfísica envolvidos nesse estudo em Brenguier et al. (2013). Neste capítulo são usados sensores de concentração de CCN (Seção 3.1.1), de distribuição de tamanho de gotas de nuvem (Seção 3.1.2), de medidas de

condições termodinâmicas (Seção 3.1.3), além de uma medida independente de conteúdo de água de nuvem (CWC – do inglês *cloud water content*) pelo sensor *Hotwire* (Seção 3.1.2.3). Uma breve introdução sobre os instrumentos é apresentada a seguir.

### **3.1.1. Medições de CCN**

As concentrações de CCN foram medidas a bordo da aeronave HALO durante a campanha ACRIDICON-CHUVA usando duas colunas (colunas A e B) de medições CCNC, chamado de CCN-200, sendo um instrumento de fluxo contínuo com gradiente termal longitudinal fabricado pela *Droplet Measurement Technologies* (DMT) (ROBERTS; NENES, 2005). O instrumento mede a concentração de CCN em função da supersaturação ( $S$ ) do vapor d'água a uma resolução de 1 Hz. No instrumento, a amostra de partículas de aerossol é exposta a uma determinada supersaturação, e absorve vapor a depender do seu tamanho e composição química. Aquelas partículas que crescem até formarem gotas maiores do que 1  $\mu\text{m}$  em diâmetro são contadas como CCN para aquela  $S$ . O instrumento foi calibrado entre voos seguindo a metodologia de Rose et al. (2008).

A amostra de ar para medidas de aerossol foi obtida a partir de dois tubos na parte superior da aeronave: (i) o HALO *aerosol submicron inlet* (HASI), e (ii) o HALO *counterflow virtual impactor* (HALO-CVI) (WENDISCH et al., 2016). O CCN-200 fornece a possibilidade de medir em paralelo a partir dos dois tubos ou em duas diferentes condições de  $S$ . Neste estudo foram utilizadas medidas provenientes do tubo HASI. As medidas foram realizadas com uma única coluna e  $S = 0.55\%$  constante, enquanto a outra coluna variava medições para  $S$  entre 0.2 e 0.55% com intervalos de 100 s em cada  $S$  fixa.

### **3.1.2. Medições de sensores de nuvem**

Três sensores de gotas de nuvem foram operados a bordo da aeronave HALO durante as medições da campanha ACRIDICON-CHUVA. Esse estudo foca nos sensores CAS-DPOL (*Cloud and Aerosol Spectrometer*) e CCP-CDP (*Cloud Droplet Probe*). O terceiro sensor, NIXE-CAPS (New Ice eXperiment – Cloud and Aerosol Particle Spectromete), possui configurações iguais ao CAS-DPOL e, portanto não foi usado nesse estudo. O intervalo de tamanhos de gotas medidas por estes

instrumentos é mostrado na Tabela 3.1. Neste estudo, concentrações de gotas de nuvem são contadas apenas para diâmetros maiores do que 3  $\mu\text{m}$  a fim de evitar medições de gotículas de neblina. Isso também está de acordo com os limites inferiores de tamanhos medidos pelos dois sensores de nuvens. Detalhes sobre as características de medição dos sensores de nuvem são descritos brevemente nas seções seguintes e mais detalhes podem ser encontrados em Brenguier et al., (2013).

### **3.1.2.1. Medições com os sensores CCP-CDP e CCP-CIP**

O sensor de nuvem *Cloud Combination Probe* (CCP) combina dois detectores: o *Cloud Droplet Probe* (CDP) e o *Cloud Imaging Probe* (CIPgs). O CDP detecta a luz do laser espalhada para frente por partículas de nuvem que passam através da área de detecção do CDP (LANCE et al., 2010), e representa uma versão avançada do sensor *Forward Scattering Spectrometer Probe* (FSSP) (BAUMGARDNER; STRAPP; DYE, 1985; DYE; BAUMGARDNER, 1984; KOROLEV; MAKAROV; NOVIKOV, 1985; WENDISCH; KEIL; KOROLEV, 1996). O sensor CIPgs grava imagens 2-D das sombras dos elementos de nuvem na sua região de detecção. O intervalo de tamanho de partículas de nuvem medidas é de 2 a 960  $\mu\text{m}$  quando medidos com o CCP. A maior resolução temporal das medições CCP é limitada a 1 Hz. Descobertas recentes relacionadas às incertezas das medições de sensores instalados abaixo da asa em velocidades comparativas com a da aeronave HALO (bem acima de 170  $\text{m s}^{-1}$ ) requerem procedimentos de correção a serem aplicados em dados brutos para melhorar a qualidade de medições de concentração de partículas de nuvem (WEIGEL et al., 2016). A performance robusta do instrumento CCP usada nesse estudo, mesmo em condições extremas, foi demonstrada por investigações anteriores em nuvens convectivas tropicais (FREY et al., 2011), nuvens polares estratosféricas (MOLLEKER et al., 2014), e na fase mista de nuvens baixas na região do Ártico (KLINGEBIEL et al., 2015). No processamento de medições do sensor CIP, o gelo é assumido como fase de partícula predominante para medições na fase mista de nuvens durante a campanha ACRIDICON-CHUVA. Assumindo a densidade do gelo ao invés da densidade da água implica numa leve superestimativa (~10%) dos valores calculados de conteúdo de água de chuva para partículas maiores do que 75  $\mu\text{m}$ .

Para a área de amostragem de 0,27 mm<sup>2</sup> do CDP, uma incerteza em torno de 10% foi considerada (MOLLEKER et al., 2014). A incerteza de  $\pm 0,03$  mm<sup>2</sup> é resultado de medições repetidas. A menos que não haja desorganização da óptica do CDP ou um envelhecimento detectável do diodo do laser, a amostra de área se mantém estável, mesmo que o instrumento passe por experiências regulares de manipulação, e.g., durante operações de campanhas em campo. Dada a incerteza da área de amostragem, a velocidade do ar na sonda (PAS - do inglês, *Probe Air Speed*), perda de partículas, desvios e talvez coincidências (significante, mas improvável problema significativo), a incerteza das concentrações de gotas medidas é menor do que 20%, e pode exceder esse valor apenas em casos de manobras da aeronave muito agudas em curvas. Para o padrão de voo adotado durante o perfilamento vertical de nuvens (onde penetrações de nuvens foram realizadas em linha reta e altitude estável – Figura 3.1) a incerteza no número de gotas medidas pelo CDP é de 10%.

#### **3.1.2.2. Medições com o sensor CAS-DPOL**

O sensor CAS-DPOL mede a distribuição de tamanhos de partículas de entre 0,5 e 50 µm em uma resolução de 1 Hz (BAUMGARDNER et al., 2001). Esse princípio de medição é desenvolvido baseado no instrumento FSSP-300 (BAUMGARDNER; STRAPP; DYE, 1985; KOROLEV; MAKAROV; NOVIKOV, 1985), o qual tem sido usado para estudar esse intervalo de tamanho de partículas em nuvens frias (JEBBERGER et al., 2013; SCHUMANN et al., 2011; VOIGT et al., 2010, 2011). A intensidade do espalhamento para frente da luz no intervalo angular de 4 – 12 ° é detectada e dividida em 30 diferentes tamanhos. Assumindo a validade da teoria de espalhamento Mie, a amostra de partículas é novamente dividida em 15 tamanhos para evitar problemas com ambiguidade. A luz polarizada espalhada para trás é detectada para investigar a esfericidade e fase das partículas (BAUMGARDNER et al., 2005; JÄRVINEN et al., 2016). A concentração de partículas é derivada da velocidade do ar (medida por um sensor adicional) no sensor CAS-DPOL. A distribuição de intervalos de tempo entre partículas, gravadas para as primeiras 290 partículas a cada segundo, não forneceram indicações de coincidência de gotas para uma resolução temporal de até 0,8 µs ou uma concentração de até 2.200 cm<sup>-3</sup>. Após a campanha da aeronave HALO na Amazônia, a amostra de área (AS – do

inglês, *area sample*), que é usada para derivar a concentração de partículas, foi caracterizada por um escâner com alta resolução através de um gerador de gotas de tamanho quase constante de 40  $\mu\text{m}$  que caíam ao redor da região perpendicular sensível do feixe do laser. A resolução do gerador de gotas era de 25  $\mu\text{m}$  perpendicular ao feixe do laser e 50  $\mu\text{m}$  ao longo do feixe do laser. De acordo com o escâner, a área de medição AS para partículas de diâmetro acima de 3  $\mu\text{m}$  é 0,27  $\text{mm}^2$ , que é 8% maior do que a área inicial reportada pelo fabricante. A margem da AS, a região onde partículas são contadas com baixa eficiência é em torno de 0,032  $\text{mm}^2$  que representa uma incerteza de 15% do total de AS. Adicionalmente, nós estimamos a incerteza da velocidade de partículas no tubo de amostra em torno de 15%, levando em consideração que a velocidade de partículas dentro do tubo de amostra pode ser diminuída ou desacelerada quando comparada com instrumentos de passagens abertas. Isso resulta numa incerteza combinada de 21% nas concentrações de gotas medidas.

Calibrações com contadores de vidro de quatro diferentes tamanhos (2, 5, 20 e 42  $\mu\text{m}$ ) foram realizadas entre os voos para monitorar a estabilidade de classificação dos tamanhos medidos. Diferenças no índice de refração podem ser levadas em conta por usar este método como mostra, por exemplo, Rosenberg et al. (2012). A calibração de tamanho foi estável durante toda a campanha. Para o objetivo desse estudo os diâmetros efetivos entre 10 e 26  $\mu\text{m}$  foram avaliados. Para partículas até 20  $\mu\text{m}$ , a calibração de tamanhos não mostrou nenhum desvio de tamanho em relação aos resultados esperados. Grandes partículas com diâmetros > 40  $\mu\text{m}$  tiveram o tamanho diminuído em até 5  $\mu\text{m}$ . Foi estimada uma incerteza no tamanho de partículas em torno de 13-15% para tamanhos maiores do que 40  $\mu\text{m}$  e menores incertezas para menores tamanhos. Este instrumento CAS-DPOL foi instalado previamente nas aeronaves HALO e Falcon DLR durante as campanhas ML-CIRRUS (*The Midlatitude Cirrus*) [VOIGT et al., 2017], ACCESS-II (*Alternative Fuel Effects on Contrails and Cruise Emissions*) (MOORE et al., 2017), e DACCIWA (*Dynamics-Aerosol-Chemistry-Cloud Interactions in West Africa*) (KNIPPERTZ et al., 2015)

### **3.1.2.3. Medições de CWC com o Hotwire**

O instrumento *Hotwire* é um sensor do tipo King (KING; PARKIN; HANDSWORTH, 1978) que mede o conteúdo de água líquida (LWC) para valores entre 0,01 e 3  $\text{g m}^{-3}$

de gotas com tamanhos entre 5 e 50  $\mu\text{m}$  através da detecção da potência (corrente) requerida para manter o fio aquecido a uma temperatura constante de 125°C. A sensibilidade do instrumento é reduzida para gotas com diâmetros inferiores a 10  $\mu\text{m}$ , pois partículas menores que este diâmetro tendem a seguir o fluxo ao redor do fio quente. O instrumento é montado no sensor de gotas CAS-DPOL. A acurácia do sensor King em medidas de CWC é estimada em 5% para valores superiores a 1  $\text{g m}^{-3}$  e diminui para 16% para medições em torno de 0.2  $\text{g m}^{-3}$ , com a sensibilidade de 0.02  $\text{g m}^{-3}$  (KING; PARKIN; HANDSWORTH, 1978). Para este estudo, valores de CWC medidos foram utilizados até 1  $\text{g m}^{-3}$ .

### 3.1.3. Medições de correntes verticais de vento

O avião HALO foi equipado com um novo sistema de sensores meteorológicos (*BASic HALO Measurement And Sensor System - BAHAMAS*) localizado no nariz do avião (WENDISCH et al., 2016). Medidas de velocidades verticais de vento durante penetrações nas bases de nuvens,  $W_b$ , durante a campanha ACRIDICON-CHUVA mostraram que as velocidades máximas alcançadas eram da ordem de 5  $\text{m s}^{-1}$ . Devido ao padrão linear de voo realizado durante o experimento, incertezas relativas aos valores medidos de  $W_b$  foram de até 0,3  $\text{m s}^{-1}$ .

## 3.2. Intercomparação de sensores de nuvem

### 3.2.1. Métodos

Nesta seção, é discutida quantitativamente a diferença em valores estimados e medidos CWC e DSDs de dois sensores de nuvens CAS-DPOL e CCP-CDP e também do instrumento *Hotwire*. Para comparações entre o valor estimado de CWC através das DSDs dos sensores de nuvem e medições de *Hotwire* ( $CWCh$ ), a análise por espectros de tamanho foi realizada de acordo com os dois processos de crescimento de gotas: (i) crescimento de gotas por condensação e (ii) o espectro em que a coalescência também é importante. Esses espectros são separados por limiares de  $r_e$  onde a coalescência se torna significativa, os quais são função do conteúdo de água de chuvisco (DWC – do inglês, *drizzle water content*) para medidas de 1 s durante passagem de nuvem (FREUD; ROSENFELD, 2012). Além disso, gotas com diâmetros < 10  $\mu\text{m}$  não são capturadas com eficiência pelo sensor *Hotwire*, resultando na subestimativa de  $CWCh$ . O sensor *Hotwire* foi instalado no instrumento CAS-DPOL; portanto uma melhor concordância estatística é esperada

para este sensor em comparação com o CCP-CDP. O CCP-CDP foi montado na outra asa da aeronave HALO, cerca de 15 m de distância do *Hotwire* (VOIGT et al., 2017; WENDISCH et al., 2016). Apenas passagens de nuvem com temperaturas maiores do que 0°C são consideradas nessa intercomparação, a fim de evitar incertezas de medições devido a gotas congeladas.

### 3.2.2. Comparação entre CWC estimado com sensores de nuvem e medido com *Hotwire*

Comparações de diferentes técnicas de medições de CWC são um desafio em função das diferenças particulares dos instrumentos, como resolução temporal, dependência da sensibilidade de tamanhos e em relação aos seus alvos de interesse e.g. nuvens convectivas turbulentas e não homogêneas.

Para este estudo foi utilizada a medida de CWC do instrumento *Hotwire* – CWCh – como referência, pois o seu conteúdo total de água é derivado a partir de uma pequena configuração de parâmetros físicos com um total de incerteza máxima de 16%, e o CWC proveniente dos sensores CAS-DPOL e CCP-CDP têm uma incerteza máxima de ~30%. O cálculo de CWC a partir das concentrações de gotas ( $N(r)$ ) de cada um dos sensores CAS-DPOL e CCP-CDP é dado por:

$$CWC = \frac{4\pi}{3} \rho \int N(r)r^3 dr \quad (3.1)$$

onde  $N$  é a concentração de gotas em  $m^{-3}$ ,  $r$  é o raio de gotas em m e  $\rho$  é a densidade da água ( $1 \text{ g cm}^{-3}$ ), considerando apenas a massa de gotas integrada para diâmetros entre 3 e 50  $\mu\text{m}$ . O cálculo de DWC é feito de forma similar a CWC, porém usando o sensor CCP-CIP e a massa de gotas integradas para diâmetros entre 75 e 250  $\mu\text{m}$  (FREUD; ROSENFELD, 2012).

A Figura 3.3 mostra a dependência do valor calculado de  $r_e$  em função da altitude para passagens de nuvem durante voos sobre diferentes condições de concentrações de aerossol: AC13 – muito poluído, AC18 – poluído e AC19 – limpo. As probabilidades de chuva devido a processos de colisão e coalescência são indicadas com linhas tracejadas. *É assumido o início de formação de gotas de chuva quando DWC é maior do que  $0,01 \text{ g m}^{-3}$*  (FREUD; ROSENFELD, 2012). De maneira geral, a figura mostra que valores de  $r_e$  aumentam com a altitude. Além

disso, a figura mostra o efeito do aumento de aerossol, onde, em altas concentrações, nucleiam um maior número de gotas na base da nuvem que crescem mais devagar em função da altura via condensação. Ademais, para  $r_e < 9 \mu\text{m}$  a probabilidade de coalescência de gotas é muito pequena e começa a ser significativa somente para  $r_e > 11 \mu\text{m}$ . Vale ressaltar que existe pouca probabilidade que gotas de chuva precipitem de níveis superiores quando a aeronave sobrevoa o topo de nuvens convectivas em desenvolvimento (como mostrado na Figura 3.1).

A comparação do CWC estimado com dados de DSDs e medidos com *Hotwire* (CWCh) foi desenvolvida em função de  $r_e$ , porque a eficiência do *Hotwire* depende do tamanho de gotas, conforme discutido na Seção 3.1.2.3. Esse tipo de análise também fornece informações sobre as diferenças entre os dois sensores de DSDs em função dos CWCs estimados. Strapp et al. (2003) mostraram que grandes diferenças entre o atual CWC e medições de *Hotwire* ocorrem quando gotas grandes ( $r \geq 20 \mu\text{m}$ ) contribuem para CWC maiores do que  $1 \text{ g m}^{-3}$ . Logo, análises do presente estudo foram limitadas para o intervalo de raio efetivo entre  $5 \mu\text{m} < r_e < 13 \mu\text{m}$  e comparamos o CWCh e CWC estimados pelas DSDs de sensores apenas para valores medidos de CWC de até  $1 \text{ g m}^{-3}$ .

As comparações entre o CWC médio estimado com as DSDs do sensores CAS-DPOL e CCP-CDP e CWCh são mostradas em função de  $r_e$  na Figura 3.4. A razão entre os valores médios de CWCh e estimados com as DSDs (CWCr) também são mostrados (em vermelho). Os valores médios de CWC estimados com os sensores de nuvem para os voos AC08 a AC20 e altitudes entre 600 m e 5.000 m mostram um aumento com o aumento de  $r_e$ . A incerteza de CWC calculada com as DSDs de CAS-DPOL (CCP-CDP) é em torno de 22% (10%) para todas as medições. Ademais, a incerteza associada aos cálculos de  $r_e$  com CAS-DPOL (CCP-CDP) é em torno de 14% (9%). Dentro de suas variabilidades estatísticas, o CWC estimado com o CAS-DPOL concorda bem com CWCh para todo o intervalo de  $r_e$  analisado (painel superior). O CWCr para CAS-DPOL (CCP-CDP) é em torno de  $1 \pm 0.1$  ( $0,8 \pm 0,05$ ) para quase todos tamanhos de  $r_e$ . As comparações de CWCh com os CWCs estimados pelo sensor CCP-CDP (painel inferior) mostram que CCP-CDP é sistematicamente maior em 21%. A diferença é maior do que o desvio padrão das medições individuais. As diferenças gerais sistemáticas (média de CWCr) dos CWCs estimados dos sensores em comparação a CWCh são de  $0,04 \text{ g m}^{-3}$  (6% em porcentagem) para CAS-DPOL e  $0,11 \text{ g m}^{-3}$  (21% em porcentagem) para CCP-CDP

maior do que as medições de *Hotwire*. No entanto, considerando as incertezas de medições, todos os três sensores concordam bem em medidas de CWC considerando os intervalos de incertezas (16% e 30%).

Em resumo, o  $CWCh$  medido com o *Hotwire* concorda melhor com o derivado a partir de DSDs do sensor CAS-DPOL. O fato de CCP-CDP ter sido montado na asa oposta da aeronave HALO, enquanto as medições foram realizadas em condições muito não homogêneas pode ter contribuído para a grande dispersão entre os dois instrumentos (e.g. devido à escolha de  $r_e$ ) em comparação com o CAS-DPOL vs. *Hotwire*, mas não pode explicar o sistemático viés inferior de CCP-CDP. Nas próximas subseções nós discutimos os parâmetros de entrada de estimativa de CWC dos sensores (DSDs) a fim de achar uma explicação para as diferenças observadas.

### 3.3. Comparações de DSDs e $N_d$ dos sensores de nuvem

A Figura 3.5 mostra os valores médios de  $N_d$  medidos com o CAS-DPOL e CCP-CDP (linha sólida) e a incerteza sistemática das medições (linhas tracejadas) em função dos valores de  $r_e$  maiores do que 5  $\mu\text{m}$  (painel esquerdo) e o desvio padrão dos dois sensores de nuvem para medições de  $N_d$  (painel direito). Os dados são os mesmos utilizados na intercomparação com o *Hotwire*. Ambos os sensores medem um decréscimo de concentrações de gotas em função do aumento de  $r_e$ , relacionado a processos de coalescência e mistura com o ar seco dentro da nuvem. Levando em consideração o aumento de CWC em função de  $r_e$ , um número menor de gotas grandes contribui para aumentar o CWC quando  $r_e$  é grande. Em geral, o  $N_d$  médio medido com o CAS-DPOL concorda bem (com diferenças menores do que 1%) com os valores médios medidos com CCP-CDP para raios efetivos entre 7 e 11  $\mu\text{m}$ . Diferenças estatísticas significantes são observadas para  $r_e$  menores do que 7  $\mu\text{m}$  e maiores do que 11  $\mu\text{m}$ . Ambos os sensores possuem valores similares de desvio padrão (STDEV – do inglês, *standard deviation*) para diferentes tamanhos de  $r_e$ . O STDEV diminui com o aumento de  $r_e$ , variando de  $\sim 20 \text{ cm}^{-3}$  a  $\sim 10 \text{ cm}^{-3}$ .

As duas medições de  $N_d$  concordam com a variabilidade estatística combinada e com as incertezas sistemáticas das medidas dos dois sensores (21% para CAS-DPOL e 10% para CCP-CDP). No entanto, para explicar a diferença no CWC, nós focamos na diferença do número médio de gotas quando  $r_e > 11 \mu\text{m}$ . Concentrações

menores do número de gotas do CAS-DPOL para valores grandes de  $r_e$  pode estar relacionadas a menor medição de partículas acima de 40  $\mu\text{m}$  de diâmetro que diminuiria  $r_e$  e CWC estimados. Por outro lado, as diferenças nos tamanhos dos *bins* dos dois sensores podem artificialmente aumentar o número de partículas com tamanhos maiores em *bins* de tamanho menores apenas devido à escolha dos limites dos *bins*. Para o CAS-DPOL, tamanhos maiores de *bins* foram escolhidos a fim de evitar ambiguidades baseadas na teoria de Mie-Lorenz.

As diferenças em  $N_d$  para  $r_e$  maiores correspondem ao aumento de CWC na Figura 3.4 e podem explicar a maioria das diferenças de CWC entre os dois sensores. A maior concentração de gotas para  $r_e < 7 \mu\text{m}$  pode ser explicada pela maior sensibilidade do CAS-DPOL a tamanhos de gotas menores, uma vez que este instrumento foi desenvolvido particularmente para medir o espectro completo de aerossóis e partículas de nuvem nos intervalos de tamanho em que aerossóis são ativados em gotas de nuvem.

A Figura 3.6 mostra a concentração média de gotas e CWC em função do tamanho do diâmetro das gotas para os dois sensores de nuvem. As distribuições são mostradas para quatro intervalos de raios efetivos diferentes a fim de fornecer a evolução do tamanho de gotas e CWC em função da altitude. Para  $r_e$  entre 5 e 6  $\mu\text{m}$ , e entre 8 e 9  $\mu\text{m}$  (Figuras 3.6a-b), onde processos de colisão e coalescência são insignificantes (vide Figura 3.3), as DSDs de CCP-CDP mostram concentrações menores do que as DSDs de CAS-DPOL, revelando uma maior sensibilidade do CAS-DPOL para partículas menores. Para maiores  $r_e$  ( $>12 \mu\text{m}$  – Figuras 3.6c-d), onde a coalescência inicia-se e gotas de chuva podem estar presentes, o CCP-CDP mostra concentrações de gotas e CWC levemente maiores para diâmetros acima de 15  $\mu\text{m}$  em comparação o CAS-DPOL. Isto pode estar relacionado às gotas grandes que entram mais facilmente na área de amostragem do CCP-CDP, o qual possui um caminho aberto e podendo ter também gotas caindo de cima o que não ocorre com o CAS-DPOL.

Esses resultados sugerem que CAS-DPOL e CCP-CDP geralmente medem um número similar de concentração de gotas entre os intervalos de tamanho entre 3-50  $\mu\text{m}$ . As diferenças observadas entre os sensores podem ter sido causados pelas diferentes configurações de entrada ou princípios de medidas dos dois sensores, cada um com vantagens individuais a depender do alvo a ser medido e intervalo de

tamanho relacionado. No entanto, as diferenças em DSDs estão entre as incertezas das medições e mostram uma concordância bem melhor em comparação com medidas anteriores para condições similares (LANCE, 2012; ROSENBERG et al., 2012).

### **3.4. Metodologia de comparação entre as propriedades microfísicas parametrizadas e as medidas in situ na base de nuvens**

A confiabilidade das medições dos sensores de nuvens mostrada na seção anterior permite a realização da validação de parametrizações de nuvens convectivas para a região da Amazônia, e essas análises são realizadas nas seções seguintes. Seção 3.4.1 apresenta a análise de medidas de CCN abaixo da base da nuvem. Assumindo a relação entre  $N_{CCN}$  e  $S$  dada pela Eq. 2.1, os parâmetros  $N_0$  e  $k$  são calculados a partir de medidas abaixo da nuvem. A Seção 3.4.2 descreve a estimativa da  $S$  máxima na base da nuvem ( $S_{max}$ ) baseada nas medidas de  $N_d$  e  $W_b$ . A covariabilidade de  $N_d$  e  $W_b$  é usada para estimar a concentração de CCN ( $N_{dCCN}$ ) através do cálculo de  $S_{max}$  de acordo com a Eq. 2.1. Isso é repetido para os dois espectros de  $N_d$  que são obtidos com os dois sensores de nuvem. Além disso,  $N_d$  é estimado pela aplicação do espectro de  $W_b$  na Eq. 2.2 e comparando com a medida direta de  $N_d$  proveniente dos dois sensores de nuvem. A Seção 3.4.3 discute a metodologia aplicada para calcular o número efetivo de gotas na base da nuvem ( $N_d^*$ ) a partir de medidas dos sensores de nuvem. Isso é feito usando considerações teóricas baseadas nos valores estimados de  $N_{dT}$  e  $N_{dCCN}$  na base da nuvem ( $N_{dT}^*$  e  $N_{dCCN}^*$ , respectivamente). As definições exatas de todos os parâmetros são fornecidas nas Seções 3.4.2 e 3.4.3. A Seção 3.4.4 explica o cálculo da concentração adiabática de gotas de nuvem na base da nuvem ( $N_a$ ), obtido através de medidas do perfil vertical de distribuição de gotas.

#### **3.4.1. Medições de $N_{CCN}$ abaixo da base da nuvem em função de $S$**

As medições de  $N_{CCN}$  e  $S$  podem ser parametrizadas pela Eq. 2.1 e fornecem  $N_0$  e  $k$  (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998). Os valores típicos de  $N_0$  são em torno de  $100 \text{ cm}^{-3}$  para condições muito limpas, e variam de  $500 \text{ cm}^{-3}$  a alguns milhares de  $\text{cm}^{-3}$  para ambientes poluídos sobre o continente em diferentes níveis de poluição

atmosférica. Os valores do parâmetro  $k$  variam em torno de 0.3 e 1 para uma atmosfera limpa e poluída, respectivamente (ANDREAE, 2009).

Conforme explicado na Seção 3.1.1, dois tipos de medições de CCN foram realizadas: (i) medições de concentrações de CCN para  $S$  fixo ( $\sim 0.55\%$ ) [daqui em diante referido como  $S_1$  com a concentração de CCN correspondente referida como  $CCN_1$ ] e (ii) medições de concentração de CCN para valores de  $S$  variáveis (abrangendo entre 0.2% e 0.55%) [daqui em diante referido como  $S_2$  com a concentração de CCN correspondente referida como  $CCN_2$ ]. Como as medições de  $CCN_2$  foram realizadas para  $S_2$  variando, geralmente modificando-se em passos de tempo de 100 segundos durante os voos, o valor médio dessas medidas para cada passo de tempo é usada para calcular os parâmetros  $N_0$  e  $k$  na Eq. 2.1. O período de medições de CCN abaixo da base da nuvem numa região específica consistiu de vários passos de tempo cobrindo pelo menos um espectro inteiro de  $N_{CCN}(S)$ , e é definido como um grupo de medidas (de agora em diante referido com um *grupo*).

Para obter medidas acuradas de  $CCN_2$  em função de  $S_2$ , um fator de peso calculado a partir de medidas de  $CCN_1$  é aplicado, como especificado nas etapas abaixo. Devido a fato de  $CCN_1$  ser medido a uma supersaturação fixa ( $S_1$ ), sua variabilidade é causada apenas por mudanças no total da concentração de CCN (devido à mudança na concentração de aerossol) ao longo do voo (assumindo uma distribuição e composição constante de aerossóis durante as medições do grupo).  $CCN_1$  é então utilizado para corrigir a estimativa de  $N_{CCN}(S)$ , a qual é obtida por  $CCN_2$  considerando essas mudanças de concentrações de aerossóis. Logo, o procedimento para esta análise é:

- Os valores médios de  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $CCN_1$  de  $CCN_2$  ( $mS_1$ ,  $mS_2$ ,  $mCCN_1$  e  $mCCN_2$ , respectivamente) são calculados para cada passo de tempo abaixo da base da nuvem;
- Um fator de normalização da concentração de aerossol ( $FA$ ) nas medições durante todo o ciclo de medições para diferentes  $S$  é calculado como segue:

$$FA = \frac{mCCN_1}{TmCCN_1}$$

em que  $TmCCN_1$  é a média de todas medições de  $CCN_1$  para um grupo de medidas de  $S$ .  $FA$  fornece o desvio da concentração de aerossol da média para um passo de tempo específico no grupo;

- Os valores de  $mCCN_2$  de cada grupo são normalizados por  $FA$  gerando valores chamados de  $NCCN_2$  (i.e.,  $NCCN_2 = mCCN_2 / FA$ ). Logo, os valores de  $NCCN_2$  são usados em combinação com  $mS_2$  para calcular a função de potência de cada grupo de medidas. A partir dessa função, os valores dos parâmetros  $N_0$  e  $k$  da equação Twomey (Eq. 2.1) são obtidos.

### 3.4.2. Estimando $S_{max}$ , $N_{dCCN}$ e $N_{dT}$

O número de CCN que são nucleados em gotas de nuvem ( $N_d$ ) atinge o máximo valor próximo à altura de  $S_{max}$  na nuvem (PINSKY et al., 2012). Esse nível é observado entre a base da nuvem e algumas dezenas de metros acima desta. O valor de  $S_{max}$  depende da velocidade vertical na base da nuvem e de  $N_{CCN}(S)$ . Portanto,  $N_d$  pode ser usado para realizar comparações em relação às estimativas de  $N_{dCCN}$ .  $N_d$  é medido com os sensores de nuvem CCP-CDP e CAS-DPOL ( $N_{cdp}$  e  $N_{cas}$ , respectivamente). A  $S_{max}$  na base da nuvem é então estimada a partir das medições de  $N_d$  e  $W_b$  utilizando a Eq. 2.3.

Os valores de  $N_0$  e  $k$  que foram calculados a partir de medições abaixo da nuvem (como descrito na Seção 3.4.1) são substituídos nas equações 2.1 e 2.2 para calcular  $N_{dCCN}$  e  $N_{dT}$ , respectivamente. Os resultados das comparações entre  $N_{dCCN}$ ,  $N_{dT}$  e  $N_d$  calculados com os sensores de nuvem são discutidas na Seção 3.5.2. Medições de  $N_d$  para cada sensor são consideradas apenas para concentrações maior ou igual a 20 gotas por centímetro cúbico, para focar em elementos convectivos e evitar porções da nuvem que estejam muito misturadas com o ambiente ou em estágio de dissipação. A diferença entre tempo e distância de medidas abaixo da base da nuvem e na base da nuvem têm valores máximos de 1 hora e 30 km, respectivamente. Com essas considerações, assume-se que as medições de  $N_d$  na base da nuvem pertencem à mesma região de medidas de CCN abaixo da base da nuvem.

De acordo com Twomey (1959), o  $N_d$  que deve ser observado na base da nuvem aumenta com o  $W_b$  (assumindo uma concentração de CCN constante; vide Eq. 2.2). No entanto, na base da nuvem a variabilidade de medições de  $W_b$  e  $N_d$  é alta devido à turbulência do ar. Como a parcela de nuvem se move como um “redemoinho” com uma  $W_b$  local que produz um determinado  $N_d$  na base da nuvem, esse continuado movimento como um redemoinho turbulento dentro da nuvem adiciona um grande componente de incerteza às medições simultâneas de  $W_b$  e  $N_d$ . Essas

características de turbulência reduzem drasticamente a confiança de que uma medição de  $W_b$  dentro da nuvem produziu o valor de  $N_d$  medido instantaneamente, e, portanto, essas medições são frequentemente não correlacionadas. Um método adequado de analisar as relações entre medições de  $W_b$  e  $N_d$  é o método de correspondência de probabilidade (PMM – sigla do inglês, *probability matching method*) (HADDAD; ROSENFELD, 1997). Para uma série de medições de  $W_b$  e  $N_d$  na base da nuvem, é esperado que maiores valores de  $W_b$  produzissem maiores valores de  $N_d$  para um dado  $N_{CCN}(S)$ . Na análise pelo PMM, o mesmo percentil de velocidade vertical é confrontado com o mesmo percentil de  $N_d$  (ou  $N_{dCCN}$  e  $N_{dT}$ ). Como  $N_d$  deve ser produzido por velocidades verticais positivas (Eq. 2.2), valores negativos (positivos) de  $W_b$  são associados com menores (maiores) medições de  $N_d$ . Esse procedimento permite identificar o papel de  $W_b$  (positivo) em produzir  $N_d$  uma série de medições na base da nuvem. Os resultados das análises PMM com medições de  $N_d$  versus  $W_b$ , e para estimados valores de  $N_{dCCN}$  e  $N_{dT}$  são discutidos na Seção 3.5.2.1.

### 3.4.3. Estimando $W_b^*$ , $N_d^*$ , $N_{dT}^*$ e $N_{dCCN}^*$

A formulação da velocidade vertical efetiva na base da nuvem ( $W_b^*$ ) é uma aproximação útil para o espectro de velocidades verticais (ROSENFELD et al., 2014), onde  $W_b^*$  e  $N_d^*$  são dados por:

$$W_b^* = \frac{\int W_b^2}{\int W_b} \quad ; \text{onde } W_b > 0 \quad (3.2)$$

$$N_d^* = N_d[\text{percentil}(W_b^*)] \quad (3.3)$$

em que  $N_d^*$  representa o espectro de  $N_d$  na base da nuvem que corresponde ao mesmo percentil de  $W_b^*$ , obtido pelo PMM descrito acima na Seção 3.4.2. A Figura 3.7 mostra uma ilustração e exemplo dos valores estimados de  $W_b^*$  e  $N_d^*$  a partir de dados do sensor CCP-CDP para o voo AC17. Neste caso específico, o valor calculado de  $W_b^*$  é  $1,83 \text{ m s}^{-1}$ , que representa o 86º percentil do total de medições de  $W_b$  na base da nuvem, incluindo valores negativos. O valor do mesmo percentil das medições de  $N_d$  ( $N_d^*$ ) corresponde ao valor de  $1.207 \text{ cm}^{-3}$ . Outra aproximação para inferência de  $N_d$  é o cálculo de  $N_{dT}^*$  considerando  $W_b^*$  como o valor de velocidade vertical na equação Eq. 2.2. Além disso,  $S_{max}$  pode ser estimado

aplicando os valores calculados de  $W_b^*$  e  $N_d^*$  na Eq. 2.3. Logo, aplicando o valor obtido de  $S_{max}$  na Eq. 2.1 infere-se  $N_{dCCN^*}$ . Os valores calculados de  $N_{dT^*}$  e  $N_{dCCN^*}$ , neste caso específico do voo AC17 e 86º percentil, são  $1.175 \text{ cm}^{-3}$  e  $915 \text{ cm}^{-3}$ , respectivamente.

#### 3.4.4. Estimativa de $N_a$

Outro método para estimar  $N_d$  é através do cálculo da concentração adiabática de gotas de nuvem,  $N_a$  (Freud et al., 2011).  $N_a$  é estimado a partir dos cálculos de CWC e do volume mássico médio de gotas ( $M_v$ ) a partir das DSDs dos sensores de nuvem obtidos durante as medições de perfis verticais. Essa inferência é resultado do comportamento quase não homogêneo da mistura do ar com as nuvens (BURNET; BRENGUIER, 2007; FREUD; ROSENFELD; KULKARNI, 2011).

Recentemente, Beals et al. (2015) escreveram que suas:

"medições revelam que nuvens turbulentas são não-homogêneas, com pequenas transições entre nuvem e propriedades de ar claro persistindo em escalas dissipativas (< 1 centímetro). A distribuição de gotas local flutua fortemente em densidade de número, mas praticamente sem mudança do diâmetro médio de gotas" (trecho traduzido de artigo em inglês).

A dominância de mistura não-homogênea desaparece quando gotas se tornam muito grandes ( $r_e > 15 \mu\text{m}$ ) e suas taxas de evaporação se tornam mais comparáveis à taxa de mistura. Isto é mais evidente em passagens de nuvens quando CWC é maior do que 25% do que o valor adiabático de CWC. As medições durante os voos de perfilamento de nuvens foram objetivadas a penetrar topos de torres de nuvens convectivas em desenvolvimento (como mostrada na Figura 3.1). Este procedimento foi realizado com sucesso para os dados selecionados para análise nesta tese, como verificado através dos vídeos gravados pela câmera na cabine da aeronave HALO (não mostrado). As penetrações de nuvem ocorreram principalmente próximas de topos de nuvens convectivas em crescimento, onde a mistura com ar é esperada ser consideravelmente não homogênea e pouca chuva pode precipitar de cima. A validade dessa expectativa pode afetar a concordância entre  $N_d$  e  $N_a$ . O  $N_a$  é calculado a partir das medições de CWC e  $M_v$  e fornece uma estimativa do máximo  $N_d$  que deve ser observado em nuvens (i.e., o máximo  $N_d$  observado na base da nuvem de nuvens cúmulos em crescimento). No entanto, essa metodologia

não leva em consideração as perdas por evaporação da nuvem devido a mistura com o ar e a estimativa de  $N_a$  geralmente superestima o valor esperado de  $N_d$  em 30% (FREUD; ROSENFELD; KULKARNI, 2011). Portanto, no cálculo de  $N_a$  aplica-se essa correção de 30%.

### 3.5. Resultados

#### 3.5.1. Medições de $N_{CCN}(S)$ abaixo da base de nuvens convectivas

A estimativa dos parâmetros  $N_0$  e  $k$  pela Eq. 2.1 são realizadas a partir de medidas de concentrações de CCN para diferentes  $S$  abaixo da base de nuvens (Seção 3.4.1). A Figura 3.8 ilustra medições de CCN e  $S$  abaixo da base da nuvem para o voo AC17 sobre uma região desflorestada da Amazônia central. A base da nuvem está localizada em uma altura em torno de 2.300 m. Os valores de  $S_1$  são constantes em ~0,55% e valores de  $S_2$  variam de 0,2% a 0,55%. Durante essas medições,  $CCN_1$  mostrou valores mais altos que  $CCN_2$ , o que está de acordo com a medição usando maiores valores de  $S$ , e a diferença entre  $CCN_1$  e  $CCN_2$  aumenta como a diminuição de  $S_2$ . Por exemplo, nos instantes de tempo ao redor de 1945 UTC, os valores de  $CCN_2$  são em torno de  $300 \text{ cm}^{-3}$  e os valores de  $CCN_1$  são em torno de  $700 \text{ cm}^{-3}$  (Figura 3.8). O  $mCCN_1$ ,  $mCCN_2$ , e  $NCCN_2$  para esse grupo de medidas é mostrado na Figura 3.9. Além disso, a função de potência ajustada para as medições de  $NCCN_2$  e  $mS_2$  é mostrada e os valores de  $N_0$  e  $k$  são  $1.015 \text{ cm}^{-3}$  e 0.54, respectivamente. As estimativas de erro desses parâmetros são apresentadas na Tabela 3.2.

Esse procedimento foi aplicado para todos os voos com perfilamento de nuvens que tiveram medidas de  $N_{CCN}(S)$  com  $S$  variável abaixo da base da nuvem. Os parâmetros  $N_0$  e  $k$  para todos os grupos de medições durante a campanha são mostrados na Figura 3.10. As medições mostram que, para condições menos poluídas, os valores de  $N_0$  ( $k$ ) são próximos a  $1000 \text{ cm}^{-3}$  (0.5), enquanto que, para condições mais poluídas, valores de  $N_0$  ( $k$ ) maiores que 2000 (0.9) são observados. Adicionalmente, os valores de coeficientes de correlação para a maioria das equações de potência ajustadas são em torno de 0.9. Os erros calculados para  $N_{CCN}(S)$  nesses segmentos de voo são uma função do número de partículas medidas, em que o erro é de 10%, e de  $N_{CCN}(S)$  para grandes concentrações em que o erro médio é em torno de 20% de  $N_{CCN}(S)$ . O erro padrão estimado (STDE)

para os parâmetros  $N_0$  e  $k$  e estimativas de CCN foram calculados (como descritos no Apêndice B) para cada segmento de voo e são mostrados na Tabela 3.2. A tabela mostra que o STDE associado com o ajuste da curva da equação Twomey é aproximadamente 5% para os parâmetros  $N_0$  e  $k$ . As mudanças de massa de ar assumidas para corrigir o  $CCN_2$  a partir de  $FA$  durante os segmentos de voo foram de até 24% para todos os voos. Como os segmentos de nuvem comparados com esse dado não são no exato local como o caso das medições realizadas, a média (i.e.,  $TmCCN_1$ ) é uma boa medida de comparação. O erro padrão foi usado para o cálculo de propagação de erros e o erro resultante em estimativas de  $N_{CCN}(S)$  é de 15% em média. O erro resultante de  $N_0$  ( $k$ ) também foi calculado e é de 23% (20%) em média para valores de  $N_0$  ( $k$ ), associados ao ajuste da equação de Twomey e o erro de  $N_{CCN}(S)$ .

Para alguns voos, os valores estimados dos parâmetros  $N_0$  e  $k$  são similares aos que foram encontrados por Pöhlker et al. (2016) para medições próximas a superfície na torre *Amazon Tall Tower Observatory* (ATTO) [ $N_0 = 1469 \pm 78 \text{ cm}^{-3}$  e  $k = 0.36 \pm 0.06$ ] durante a estação seca na Amazônia. No entanto, na maioria dos casos  $N_0$  e  $k$  são duas ou três vezes maior do que os valores encontrados por Pöhlker et al. (2016). Essas diferenças estão provavelmente relacionadas às áreas selecionadas para os voos, as quais tinham altas concentrações de aerossóis para contrastar com o ambiente de nuvens com baixas concentrações de aerossóis, como mostrado na Figura 3.2. As altas concentrações de CCN medidas nesse estudo são mais similares às medições realizadas com aviões em condições poluídas sobre a Amazônia (ANDREAE et al., 2004; FREUD et al., 2008) do que os valores observados na torre ATTO.

### 3.5.2. Comparando $N_d$ estimados com medidos próximos à base da nuvem

Concentrações de gotas na base da nuvem obtidas de diversas formas (Seções 3.4.2-4) foram comparadas. A Seção 3.5.2.1 discute comparações entre medições individuais de sensores de nuvem com a correspondente estimativa teórica de  $N_{dT}$  e  $N_{dCCN}$ . A Seção 3.5.2.2 descreve as comparações entre os valores estimados de  $N_d^*$ ,  $N_{dT}^*$  e  $N_{dCCN}^*$ . A Seção 3.5.2.3 analisa a concordância entre  $N_d^*$  e  $N_a$ .

### 3.5.3. Comparação entre medições de $N_d$ com valores estimados de $N_{dT}$ e $N_{dCCN}$

A metodologia de PMM foi aplicada às medidas de  $W_b$  e  $N_d$  para analisar o espectro de valores de  $N_d$ ,  $N_{dT}$  e  $N_{dCCN}$  próximos a base da nuvem (como descrito na Seção 3.4.2). Esse método analítico torna possível identificar o papel de  $W_b$  em produzir  $N_d$ . Uma concordância perfeita dos valores não é esperada devido à natureza turbulenta das nuvens, mas as modas estatísticas das medições devem ser similares às modas dos valores teóricos estimados  $N_{dCCN}$  e  $N_{dT}$ , considerando o intervalo de suas incertezas. As Figuras 3.11 e 3.12 mostram os valores de  $N_{dCCN}$ ,  $N_{dT}$  e  $N_d$  para os dois sensores de nuvem em função de  $W_b$  para os casos apresentados na Tabela 3.3. As incertezas em relação às estimativas de  $S_{max}$ ,  $N_{dCCN}$  e  $N_{dT}$  (Apêndice B) para medidas na base da nuvem com os sensores de nuvem (CCP-CDP e CAS-DPOL) são em média em torno de 22, 20, 38% para todos os voos, respectivamente. A incerteza de  $W_b$  de  $0,3 \text{ m s}^{-1}$  impacta em média cerca de 65% (60%) das incertezas de  $N_{dT}$  ( $S_{max}$ ), e a incerteza o valor estimado de  $S_{max}$  contribui para a maioria das incertezas de  $N_{dCCN}$  (~70% em média).

Ambos os valores de  $N_{cas}$  e  $N_{cdp}$  estão dentro do intervalo esperado teoricamente de  $N_{dT}$  e  $N_{dCCN}$ , exceto para desvios ocasionais nos percentis extremos. Por exemplo, o máximo de  $N_{dT}$  versus o máximo de  $N_d$  estão fora dos intervalos de erro de  $N_{dT}$ . Isso acontece porque valores extremos são muito mais propensos às variações aleatórias do que a faixa de distribuição em torno da mediana.

As curvas para  $N_{dT}$  concordam em sua maioria com aquelas de  $N_d$  com apenas alguns desvios. O  $N_{dCCN}$  na maioria dos casos subestima  $N_d$  por um fator maior do que 0.5 por razões que não puderam ser identificadas. O entranhamento não é uma causa provável, porque isto diluiria  $N_d$  e, portanto, geraria um viés positivo em  $N_{dCCN}$  em relação ao  $N_d$ . Ao que se parece, medições de S em nuvens é ainda um grande desafio, mesmo que indiretamente usando a Eq. 2.3. Notavelmente, a Eq. 2.2 (TWOMEY, 1959), que evita o uso explícito de S, ainda gera melhores resultados quando limitado às variáveis  $W_b$  e S dentro da nuvem. Esses resultados suportam as análises em relação às medidas de  $N_d$  na base da nuvem que são apresentadas nas próximas seções.

#### **3.5.4. Comparando valores estimados de $N_d^*$ com $N_{dT}^*$ e $N_{dCCN}^*$**

Assumindo que  $W_b^*$  representa a velocidade das correntes ascendentes para uma série de medições na base da nuvem, que correspondem aos valores medidos de  $N_d^*$  com os sensores CAS-DPOL e CCP-CDP, estes idealmente devem ter valores

similares aos valores estimados de  $N_{dCCN}^*$  e  $N_{dT}^*$ . As incertezas de  $N_{dCCN}^*$  e  $N_{dT}^*$  são ~20% e ~35% em média, respectivamente. A Figura 3.13a mostra os valores de  $N_d^*$  e  $N_{dT}^*$  para diferentes medidas na base de nuvem mostradas nas Figs. 3.11 e 3.12. O  $N_{dT}^*$  concorda com  $N_d^*$  no intervalo de incertezas das medições, como mostrado pelas barras de erros. O viés de  $N_{dT}^*$  com respeito a  $N_d^*$  para o CAS - DPOL é de 1,00 com um desvio padrão de  $\pm 0,17$  em torno desse valor. O resultado respectivo do CCP-CDP é  $0,84 \pm 0,12$ . Uma concordância menor é observada para comparações de  $N_{dCCN}^*$  e  $N_d^*$  (vide Figura 3.13b), onde um fator de ~2 pôde ser observado para alguns casos (AC14 e AC17). O viés de  $N_{dCCN}^*$  em relação ao  $N_d^*$  para o CAS-DPOL é  $0,80 \pm 0,07$ . O resultado respectivo para o CCP-CDP é de  $0,76 \pm 0,1$ .

### 3.5.5. Comparando valores estimados de $N_d^*$ com $N_a$

Outra possibilidade de comparação de medidas de concentração de gotas de nuvem na base da nuvem é via comparação de  $N_d^*$  e estimativas de  $N_a$  a partir de medidas de  $N_d$  em condições limpas e poluídas. Nessas situações, os valores estimados desses parâmetros devem convergir. A Figura 3.14a mostra o valor calculado de  $N_a$  com o sensor CCP-CDP resultante de medições de perfis de nuvens durante o voo AC17. O valor estimado de  $N_a$  nesse caso é de  $1.496 \text{ cm}^{-3}$ , e, considerando perdas por evaporação devida à mistura de nuvem, o número esperado de gotas de nuvem na base é de  $1.047 \text{ cm}^{-3}$ , i.e., após a correção de uma redução de 30% (FREUD; ROSENFELD; KULKARNI, 2011), que é um fator de 0,7. O  $N_d^*$  para o mesmo segmento de voo é  $1.207 \text{ cm}^{-3}$ , calculado a partir de dados do CCP-CDP (vide Figura 3.7b). O fator de 0,7 aplicado às estimativas de  $N_a$  corrobora com a metodologia de Freud et al. (2011) para a inferência do número efetivo de gotas nucleadas na base da nuvem, mesmo utilizando diferentes tipos de dados neste caso. Uma relação próxima entre  $M_v$  e  $r_e$  em função da altura é mostrada na Figura 3.14b. Resultados similares foram observados para perfis de nuvem durante outros voos.

Os valores de  $N_a$  e  $N_d^*$  foram calculados para todos os voos de perfilamento de nuvens e sensores de nuvens, e os resultados são mostrados na Figura 3.15. As incertezas de  $N_a$  ( $N_d^*$ ) foram estimadas com CAS-DPOL e CCP-CDP em ~25% (21%) e ~14% (10%), respectivamente. As comparações entre os valores estimados

de  $N_a$  e  $N_d^*$  mostram um coeficiente de correlação linear maior do que 0,9 para todos os sensores de nuvem. A regressão linear entre  $N_d^*$  e estimados  $N_a$  mostram um coeficiente de inclinação angular próximo de um para CAS-DPOL e CCP-CDP. Mais especificamente, o viés de  $N_a$  em relação ao  $N_d^*$  para o CAS-DPOL é  $1,12 \pm 0,19$ . O respectivo resultado para o CCP-CDP é  $0,78 \pm 0,19$ .

A inclinação menor para o CCP-CDP (Figura 3.15b) do que para o CAS-DPOL (Figura 3.15a) pode ser explicada pela relativa superestimativa dos valores de  $r_e$  calculados com CCP-CDP em relação ao CAS-DPOL, que se traduz na subestimativa de  $N_a$ . Isso é inferido a partir da Figura 3.4, a qual mostra que o CCP-CDP mede em torno de 20% mais CWC em comparação com o CAS-DPOL e o CWC medido pelo *Hotwire*.

Esses resultados mostram boa concordância entre expectativas teóricas e as medidas realizadas com CAS-DPOL e CCP-CDP. Os voos realizados em ambientes limpos e poluídos podem ser distinguidos baseados em estimativas de valores de  $N_d^*$  e  $N_a$  calculados com CAS-DPOL. Por exemplo, no voo AC19 realizado sobre o Oceano Atlântico em condições limpas, o sensor CAS-DPOL estimou valores de  $N_d^*$  e  $N_a \sim 270 \text{ cm}^{-3}$ , enquanto para voos AC07 e AC11 realizados sob condições poluídas, os valores de  $N_d^*$  e  $N_a$  foram maiores que  $1.000 \text{ cm}^{-3}$ .

Em geral, as similaridades dos valores de  $N_a$  e  $N_d^*$  (vide Figura 3.15) suportam a metodologia do cálculo do número efetivo de gotas observado na base de nuvens convectivas a partir do perfil vertical de  $r_e$  ou  $M_v$ . Há concordância menor para os voos mais poluídos, e.g., AC08, onde  $N_a$  é maior do que  $N_d^*$  por um fator de ~20-30%. Os perfis verticais de medições de  $N_d$  indicam que nesses casos as medições cerca de 2 a 3 quilômetros acima da base da nuvem são maiores do que aquelas na base da nuvem. Uma maior concentração de aerossóis e altos valores de velocidades verticais (que gera maior supersaturação) sugerem a ocorrência de nucleação secundária de gotas de nuvem nos voos mais poluídos. O cálculo de  $N_a$  não leva em consideração a possibilidade de nucleação secundária acima da base da nuvem (FREUD; ROSENFELD; KULKARNI, 2011). Portanto, a hipótese de que as gotas crescem adiabaticamente via condensação a partir da base da nuvem até níveis mais altos da nuvem gera uma superestimativa de ~20 a 30% do número de gotas na base da nuvem quando calculando  $N_a$  em casos com nucleação secundária.

### 3.6. Resumo e conclusões

O estudo apresentado neste capítulo testa parametrizações recentes que são usadas em metodologias desenvolvidas recentemente a partir de inferências por satélite de  $N_a$ ,  $W_b^*$  e CCN em nuvens convectivas, baseado em medições de avião durante a campanha ACRIDICON-CHUVA na Amazônia. É a primeira vez que essas novas parametrizações são testadas com parametrizações antigas. Medições do conteúdo de água a partir do instrumento *Hotwire* foram consideradas como referência para a atribuição de qualidade do CWC estimado a partir de DSDs de sensores de nuvem. A intercomparação do CWC estimado a partir das DSDs e medidos pelo *Hotwire* mostrou boa concordância dentro dos intervalos de incertezas dos instrumentos. Os valores de  $N_d$  próximo à base da nuvem foram comparáveis dentro do intervalo de erros de medições com os valores inferidos baseados nas medições de  $W_b^*$  e  $N_{CCN}(S)$ . Os valores de  $W_b^*$  foram calculados a partir de medições do espectro de  $W_b$  usando a parametrização de Rosenfeld et al. (2014a), que também é utilizada para inferir correntes ascendentes na base de nuvens a partir de satélites (ZHENG; ROSENFELD; LI, 2015). Além disso,  $N_d$  próximo da base da nuvem teve boa comparação com  $N_a$  (em torno  $\pm 20\%$ ), obtido a partir da evolução vertical do raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) acima da base da nuvem. Os valores de  $N_a$  nesse estudo foram obtidos com a mesma parametrização que foi recentemente desenvolvida para o valor de  $N_a$  calculado usando dados de  $r_e$  por satélites (FREUD; ROSENFELD; KULKARNI, 2011; ROSENFELD et al., 2014). Esses resultados suportam a metodologia de derivar  $N_a$  baseado na taxa de crescimento de  $r_e$  com a profundidade de nuvem e a partir da hipótese de que o entranhamento e mistura do ar em nuvens convectivas é extremamente não-homogêneo.

O número efetivo de gotas medidas ( $N_d^*$ ) na base da nuvem também foi comparado com  $N_{dT}^*$  que é o valor previsto baseado na parametrização antiga da Eq. 2.2 (TWOMEY, 1959), a qual usa  $W_b^*$  como uma função de potência de  $N_{CCN}(S)$ . A nova parametrização calcula  $N_{dCCN}^*$  por substituição de  $S$  na função de potência de  $N_{CCN}(S)$ , onde  $S$  é obtido a partir da Eq. 2.3 (PINSKY et al., 2012). A concordância entre  $N_d^*$  e  $N_{dCCN}^*$  foi de apenas um fator de 2, evidenciando o desafio ainda não resolvido de estimar  $S$  em nuvens.

Em resumo, as medições de  $N_{CCN}(S)$  e  $W_b$  reproduziram o valor observado de  $N_d$  quando usando a parametrização de Twomey, enquanto que as estimativas usando parametrizações para  $S$  em nuvens ainda é um desafio. Além disso, a evolução vertical de  $r_e$  com a altura reproduziu o número adiabático de gotas na base da nuvem,  $N_a$ . A combinação desses resultados provenientes de dados de avião suportam os vários componentes da metodologia de inferência por satélite que recentemente foi desenvolvida para inferir  $N_{CCN}(S)$  abaixo da base de nuvens convectivas (ROSENFELD et al., 2016).

### 3.7. Tabelas

Tabela 3.1. Intervalos de tamanhos dos sensores de nuvem e diâmetro central de cada bin durante os voos HALO.

Sensor de gotas de nuvem	Intervalo de tamanho	Número de bins	Diâmetro central do bin ( $\mu\text{m}$ )
CCP-CDP	3-50 $\mu\text{m}$	14	3.8, 6.1, 8.7, 10.9, 13.5, 17.1, 19.7, 22.5, 25.9, 28.3, 31.7, 36.6, 40.7, 44.2
CAS-DPOL	3-50 $\mu\text{m}$	10	3.9, 6, 10.8, 17.3, 22.3, 27.4, 32.4, 37.4, 42.4, 47.4

Tabela 3.2 Estimativas de  $N_0$  e  $k$  abaixo da base da nuvem e o erro padrão estimado (STDE) para cada estudo de caso. STDE máximo e mínimo (STDE  $CCN_{max}$  e STDE  $CCN_{min}$ , respectivamente) para medições de CCN são calculados considerando os erros instrumentais nas medições de supersaturação (~10%). Os detalhes sobre os cálculos dessas incertezas são fornecidos no Apêndice B.

Voo	Horário (UTC)	$N_0$	$k$	STDE $N_0$	STDE $k$	STDE $CCN_{max}$ [ $\text{cm}^{-3}$ ]	STDE $CCN_{min}$ [ $\text{cm}^{-3}$ ]
AC11	14:58:21	1985	0.73	81.6	0.035	25.5	24.8
AC11	17:38:20	2927	1.14	82.8	0.032	43.9	43.8
AC12	15:56:00	1764	0.3	71.4	0.046	19.0	22.7
AC13	16:29:01	4145	0.92	64.7	0.016	69.7	54.8
AC14	15:21:40	1509	0.97	44.8	0.028	24.7	18.9
AC15	13:33:35	2209	0.94	70.4	0.038	47.4	31.2
AC16	20:21:40	1966	0.67	69.5	0.029	26.5	21.2
AC17	16:50:50	2743	0.72	38.7	0.013	31.9	30.5
AC17	19:38:20	1015	0.54	18.5	0.018	10.7	9.4

Tabela 3.3. Lista de casos de medições abaixo da base da nuvem. A duração das medições é dada em segundos, começando no horário inicial indicado. Um asterisco indica aqueles voos em que os dois sensores de nuvem fizeram mais de 20 segundos de medição na base da nuvem. Os dados podem ser de diferentes passagens de nuvem na mesma região de medidas abaixo da nuvem.

<b>Medidas abaixo da base da nuvem</b>			
<b>Voo</b>	<b>Data</b>	<b>Horário inicial (UTC)</b>	<b>Período de análise (s)</b>
AC11	16/09/2014	14:58:21	593
AC11*	16/09/2014	17:38:20	710
AC12	18/09/2014	15:56:00	440
AC13*	19/09/2014	16:29:01	722
AC14*	21/09/2014	15:21:40	800
AC15	23/09/2014	13:33:35	555
AC16	25/09/2014	20:21:40	550
AC17*	27/09/2014	16:50:50	831
AC17*	27/09/2014	19:38:20	840

### 3.8. Figuras

Figura 3.1. Padrões de voo abaixo e dentro de nuvens convectivas durante a campanha ACRIDICON-CHUVA.

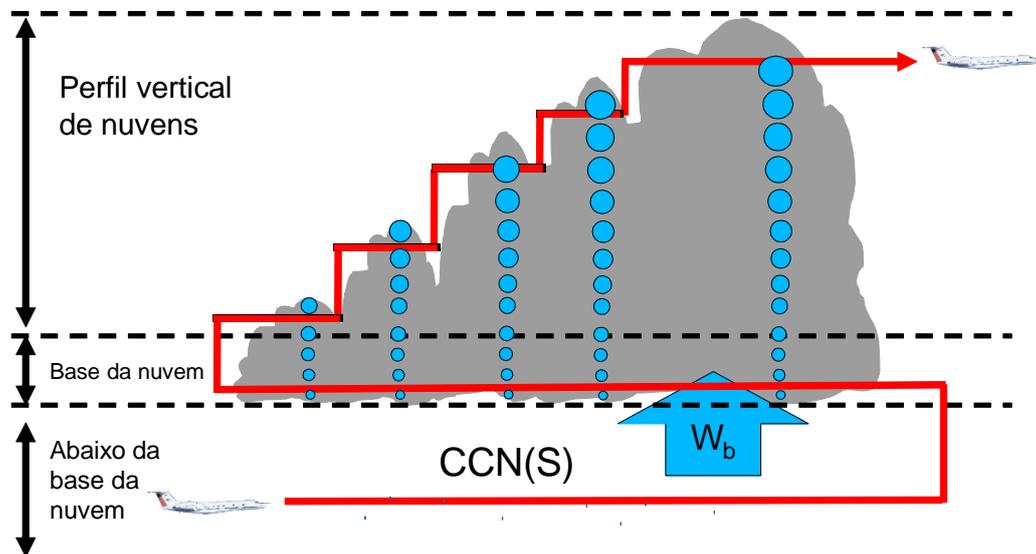


Figura 3.2. Regiões de voos da aeronave HALO durante a campanha ACRIDICON-CHUVA. Os números de cada voo estão indicados no canto direito (de Wendisch et al., 2016).

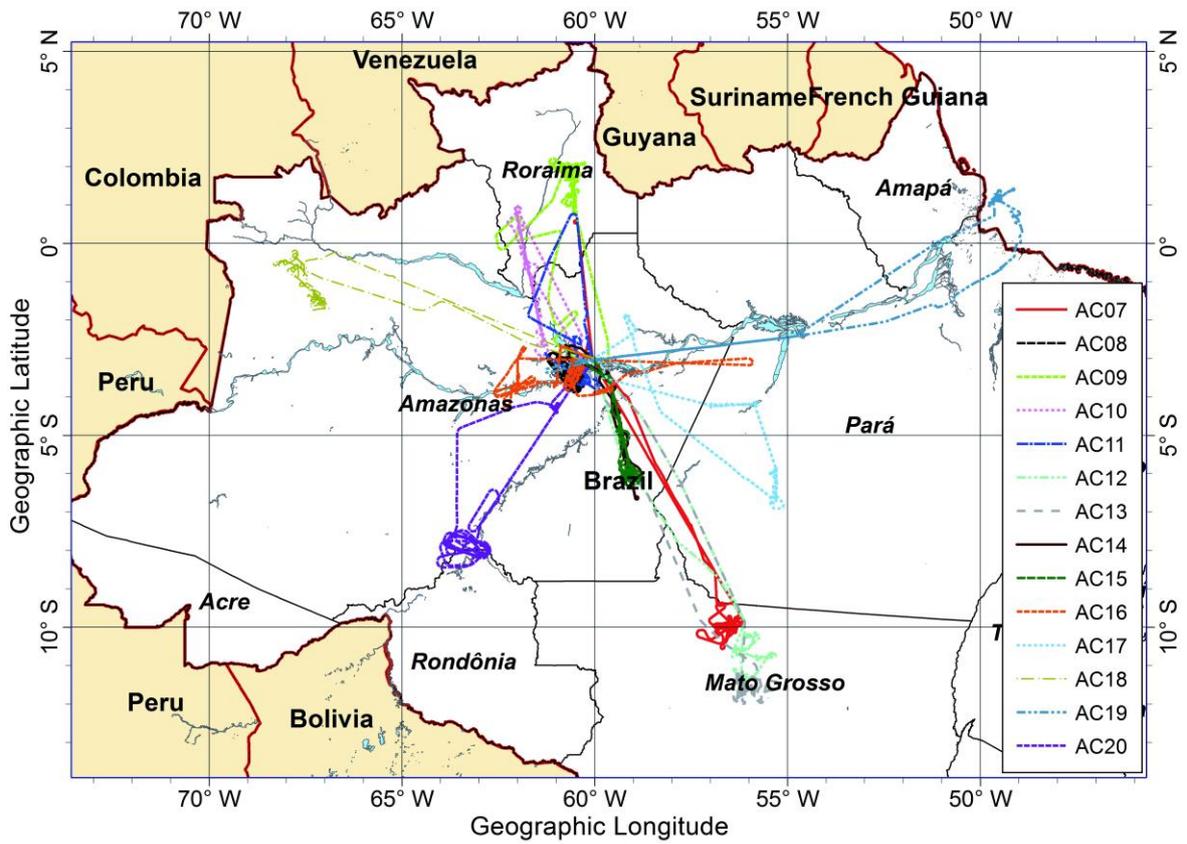


Figura 3.3. Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) em função da altitude para nuvens convectivas sobre regiões limpa (voo AC19 – quadrados na cor azul), poluída (voo AC18 – triângulos na cor verde) e muito poluída (voo AC13 – losangos na cor marrom). Linhas tracejadas indicam a probabilidade de chuva devido a processos de coalescência expressa em porcentagem no topo do gráfico.

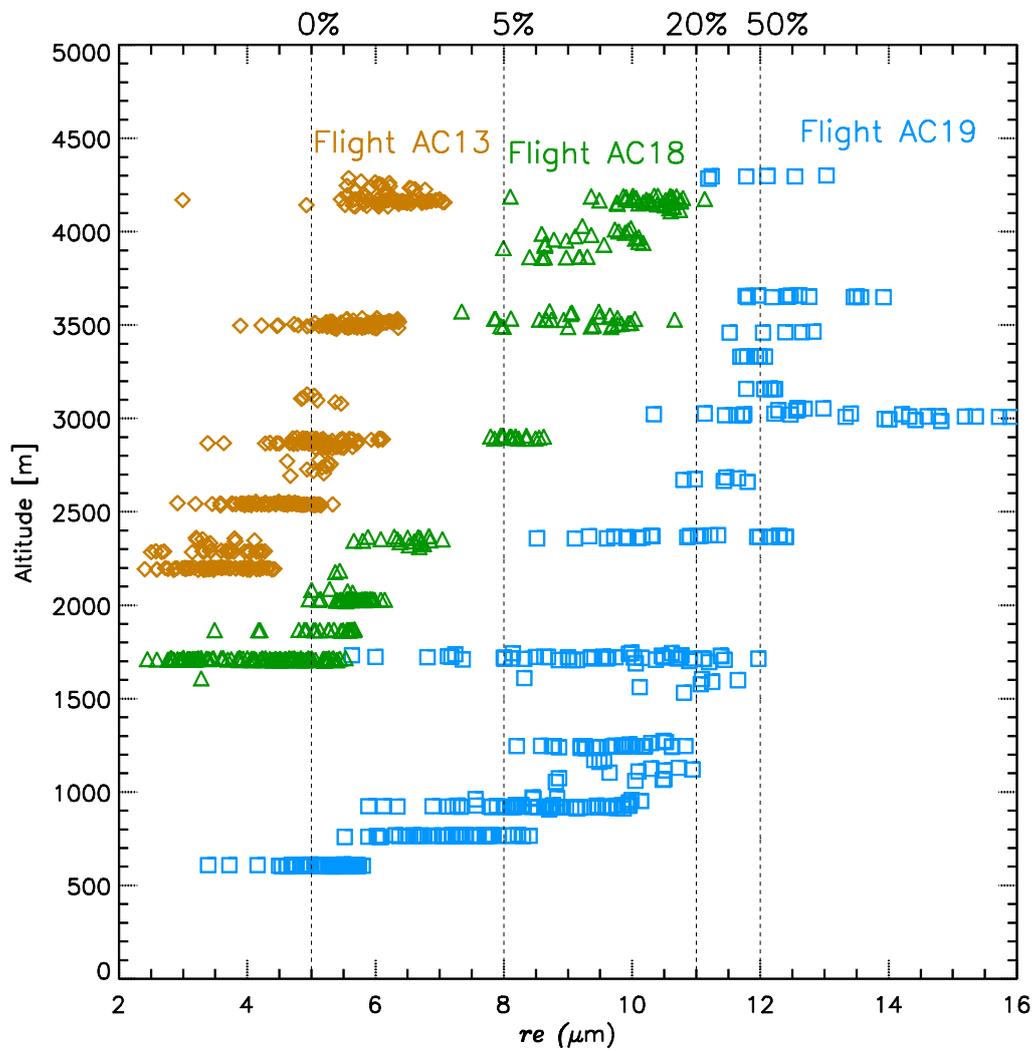


Figura 3.4. Conteúdo de água líquida médio medido com o *Hotwire* (CWCh) e estimado com as DSDs dos sensores de nuvem (CCP-CDP e CAS-DPOL de cima para baixo, respectivamente) em função do tamanho do raio efetivo ( $r_e$ ) (painéis esquerdos). As razões entre o CWCh e o CWC estimadas com as DSDs dos sensores de nuvem são mostradas em vermelho (CWCr). A incerteza total de cada sensor e das medidas de *Hotwire* são mostradas em linhas pontilhadas. O número de casos (linha preta contínua), desvio padrão (STD) do *Hotwire* (linha tracejada pontilhada), e os desvios padrão do CWC estimados pelos sensores de nuvem (linhas tracejadas coloridas) para cada intervalo de tamanho de  $r_e$  são mostrados nos painéis direitos.

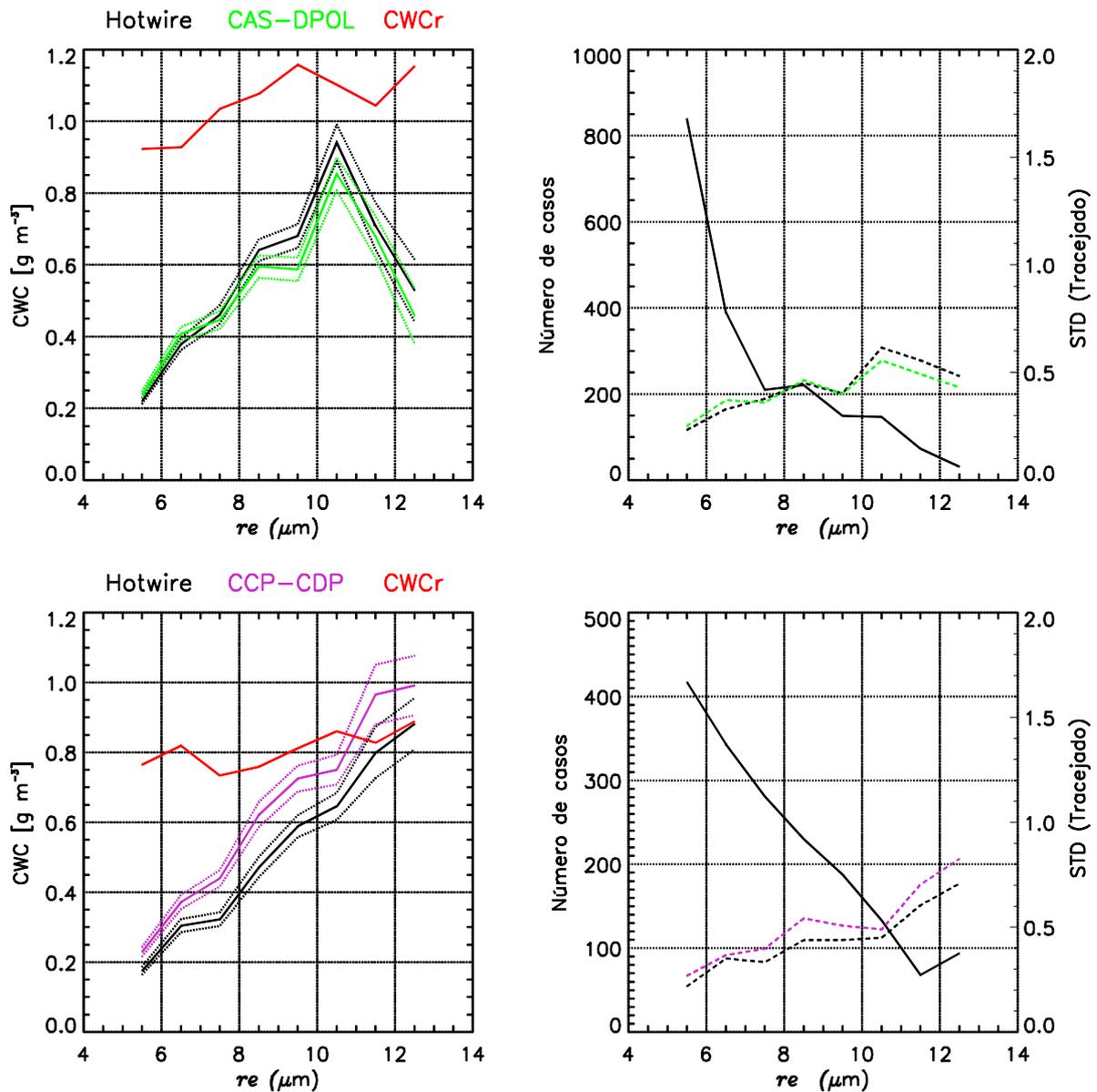


Figura 3.5. Concentração média de gotas de nuvem para os sensores CAS-DPOL e CCP-CDP em função do raio efetivo ( $r_e$ ) (painel esquerdo). O erro sistemático de cada sensor é mostrado por linhas pontilhadas. O painel direito indica o desvio padrão em  $\text{cm}^{-3}$  da concentração de gotas de cada sensor em função do tamanho de  $r_e$ . Os sensores são identificados por cores como mostrado no topo dos gráficos. A amostra para cada intervalo de  $r_e$  é a mesma mostrada da Figura 3.4.

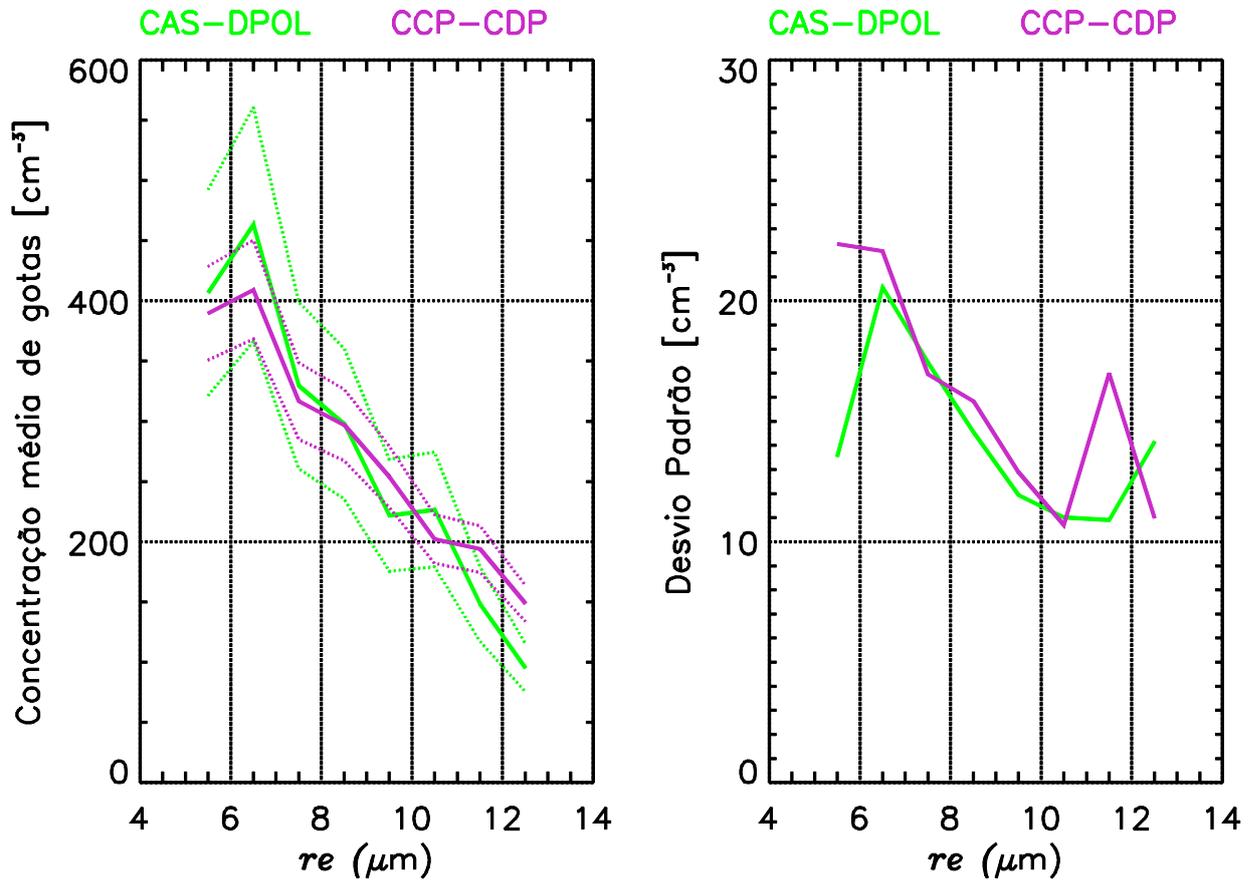


Figura 3.6. Concentração média de gotas e conteúdo de água líquida em função do tamanho do diâmetro das gotas nos painéis esquerdo e direito, respectivamente, para a)  $5 \mu\text{m} < r_e < 6 \mu\text{m}$ ; b)  $8 \mu\text{m} < r_e < 9 \mu\text{m}$ ; c)  $11 \mu\text{m} < r_e < 12 \mu\text{m}$ ; d)  $12 \mu\text{m} < r_e < 13 \mu\text{m}$ . Os sensores são identificados por cores acima dos painéis. As linhas tracejadas indicam o intervalo de incerteza da concentração média de gotas e conteúdo de água de nuvem em função do diâmetro das gotas.

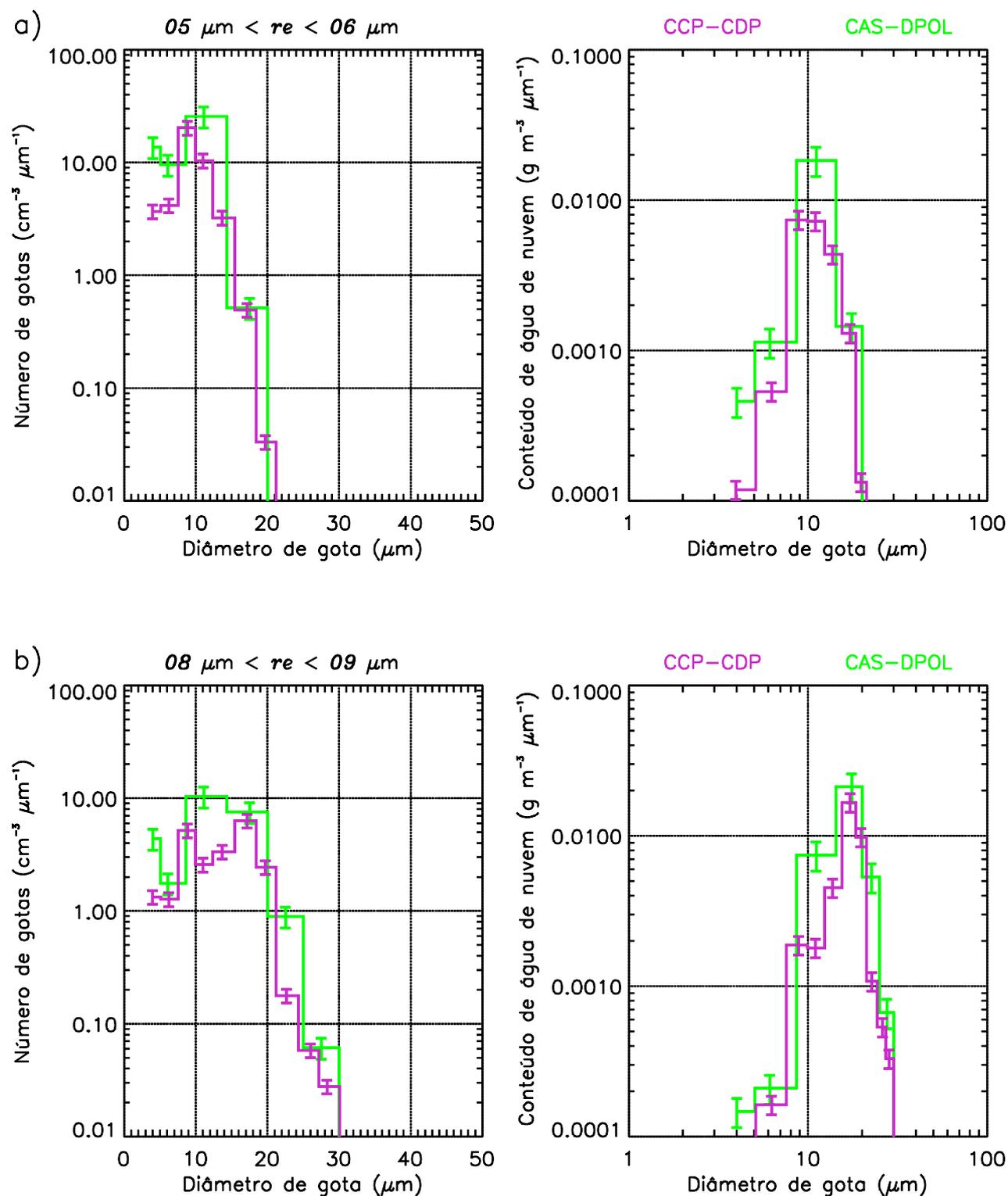


Figura 3.6. Continuação.

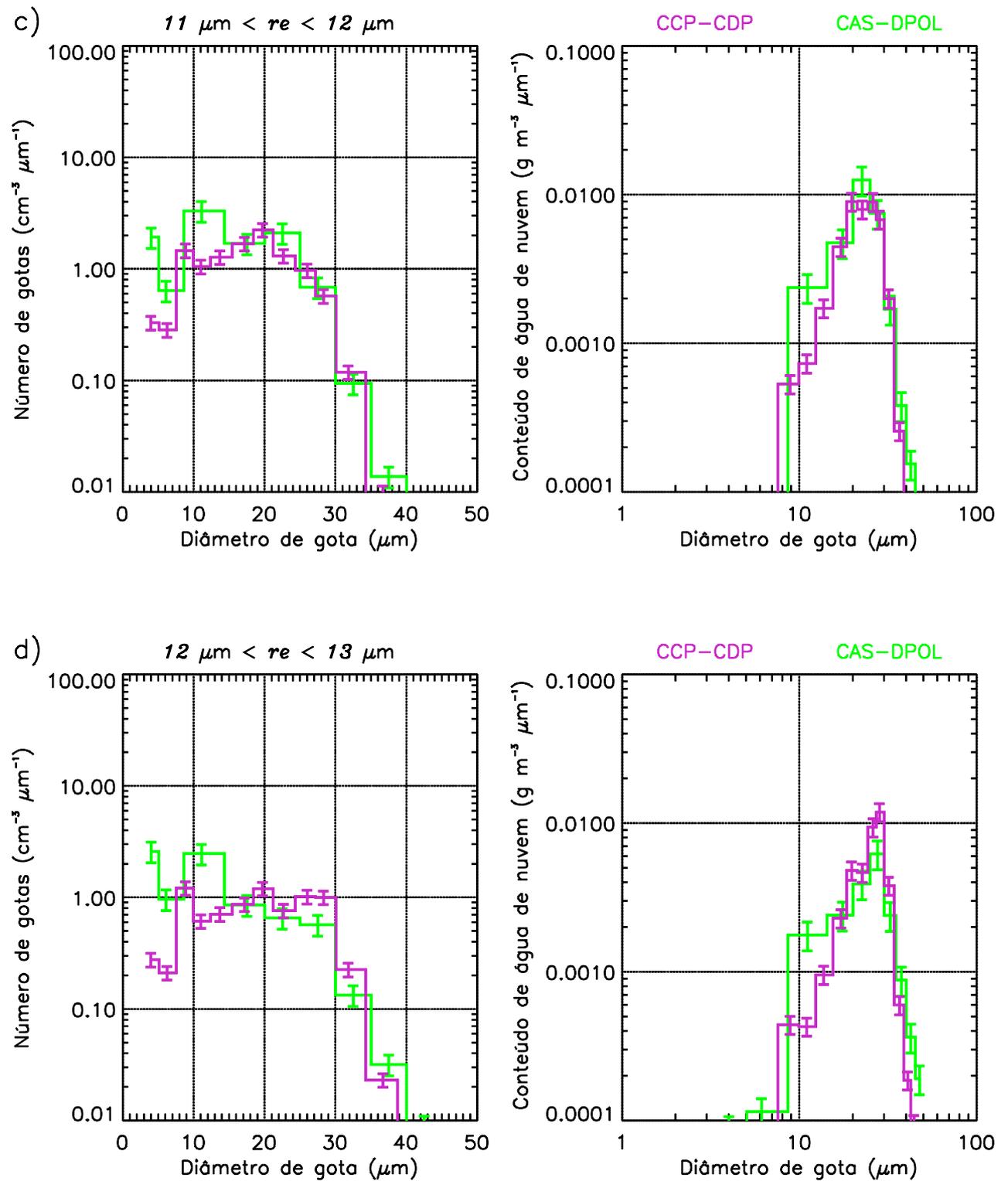
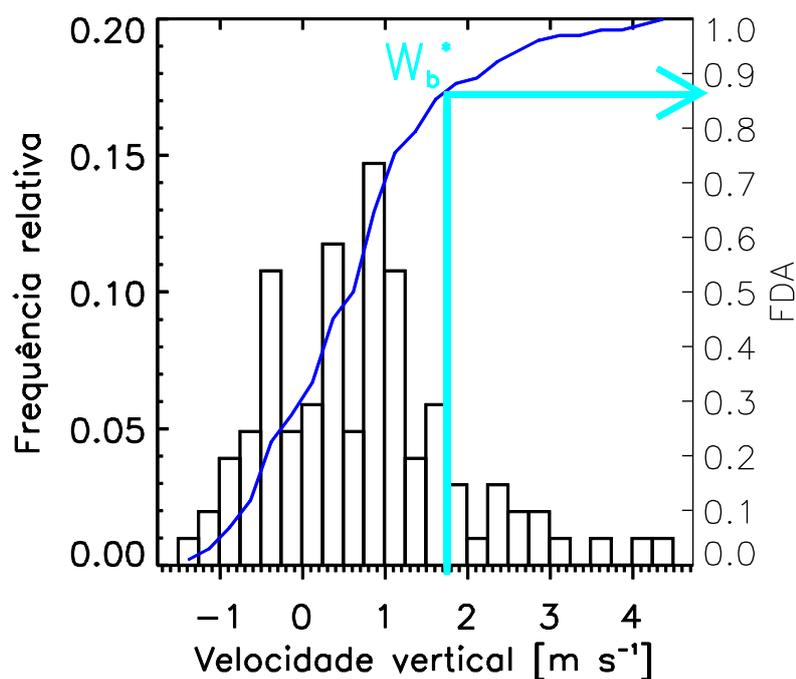


Figura 3.7. a) Histograma de frequência para velocidades verticais na base da nuvem ( $W_b$ ) durante o voo AC17 (referenciadas ao eixo esquerdo da ordenada). A linha azul indica a função de distribuição acumulada (FDA) de  $W_b$  (referenciada ao eixo direito da ordenada). b) Idem ao item (a), exceto para concentrações de gotas de nuvem medidas com o sensor CCP-CDP. As linhas em ciano indicam os valores do 86º percentil no espectro de  $W_b$ , ou  $W_b^*$  ( $1,83 \text{ m s}^{-1}$ ), e no espectro de  $N_d$ , ou  $N_d^*$  ( $1207 \text{ cm}^{-3}$ ). O horário em UTC indicado no topo da figura indica o horário que ocorreu a primeira penetração na base da nuvem e o número total de medidas em segundos.

a) Horário: 17:18 (102 s) Voo: AC17



b)

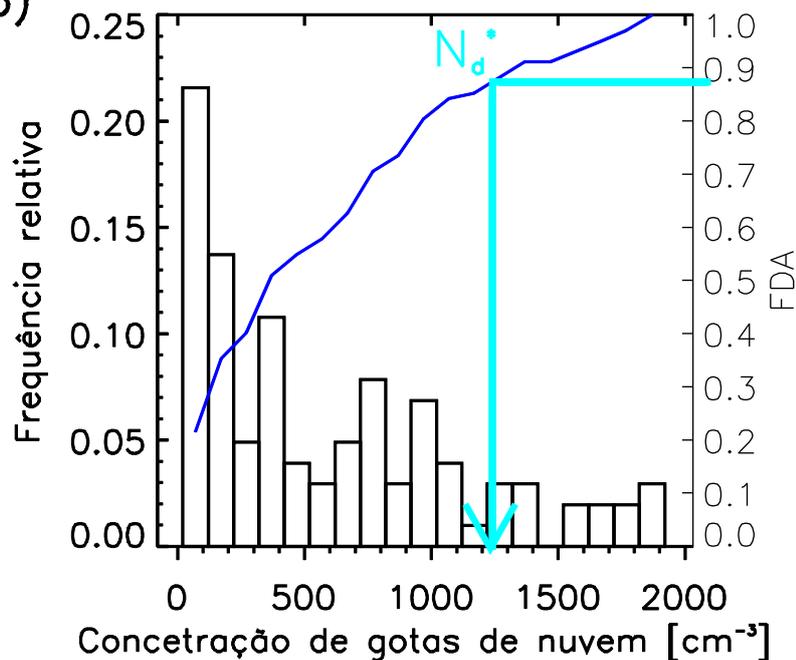


Figura 3.8. Medições de  $CCN_1$  (pontos vermelhos) e  $CCN_2$  (pontos pretos) para um segmento do voo AC17 em 27 de Setembro de 2014. A abscissa mostra o horário UTC de medições com a aeronave HALO. A linha azul indica a altitude da aeronave e é referenciada na ordenada esquerda (assim como  $CCN_1$  e  $CCN_2$ ). Medidas de  $S_1$  e  $S_2$  em porcentagem são indicadas pelas linhas laranja e verde, respectivamente (ambas são referenciadas pela ordenada direita). Pontos em ciano na linha azul indicam as penetrações de nuvem (i.e., quando a concentração de gotas são superiores a  $20\text{ cm}^{-3}$ ). Neste caso, a base da nuvem estava localizada a uma altitude de aproximadamente 2.300 metros.

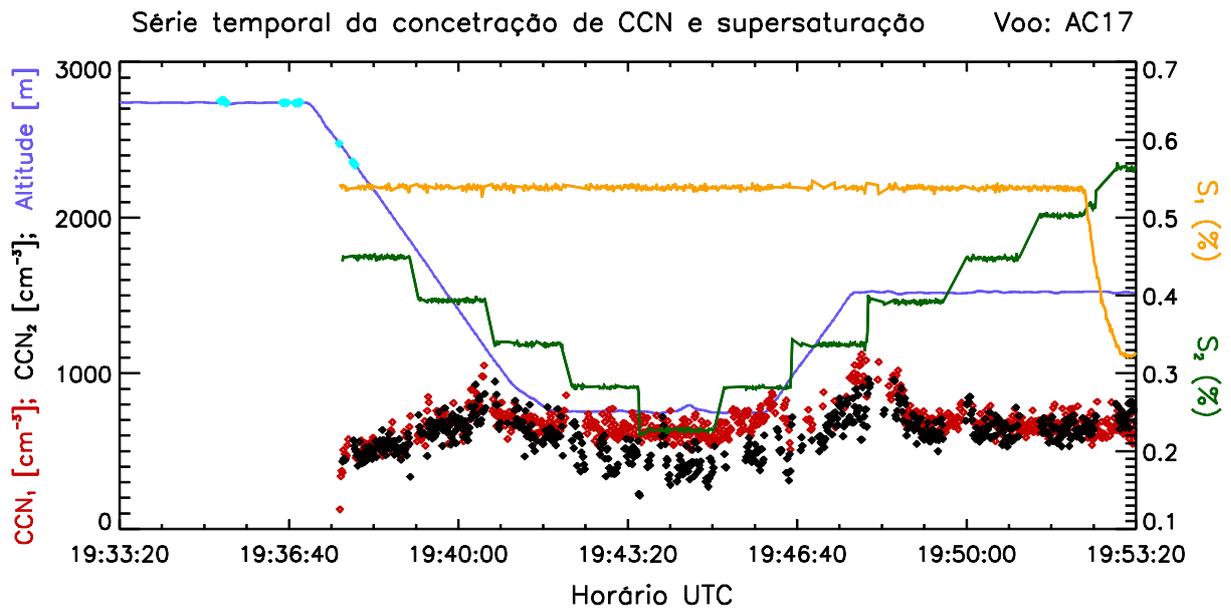


Figura 3.9. Uma comparação do espectro de CCN derivado de dois contadores de CCN (CCNC) a bordo da aeronave HALO durante o voo AC17. Pontos pequenos em preto (azul) indicam medições de  $CCN_1$  ( $CCN_2$ ) para cada segundo. Losangos grandes em preto (azul) indicam  $mCCN_1$  ( $mCCN_2$ ) para cada passo de tempo de medições. Os losangos grandes em laranja indicam os valores de  $NCCN_2$ , que são utilizados para ajustar a equação de função de potência do grupo de medições, que é mostrada no canto inferior direito do gráfico.

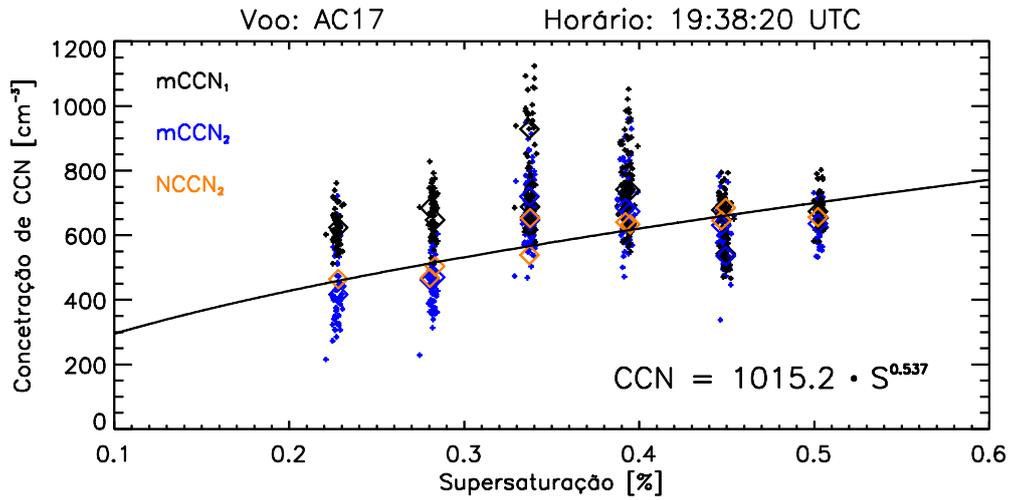


Figura 3.10. Espectros de CCN medido a bordo da aeronave HALO abaixo das bases de nuvens convectivas durante voos de perfilamento de nuvens. Os losangos indicam os valores de  $NCCN_2$ , que são usados para ajustar as equações de potência para cada grupo de medições. As cores indicam o grupo de medições referenciados do lado direito do gráfico. As legendas indicam o número do voo, o tempo inicial de medições do grupo, o período de medições em segundos, a função de potência ajustada e o coeficiente de correlação dos dados.

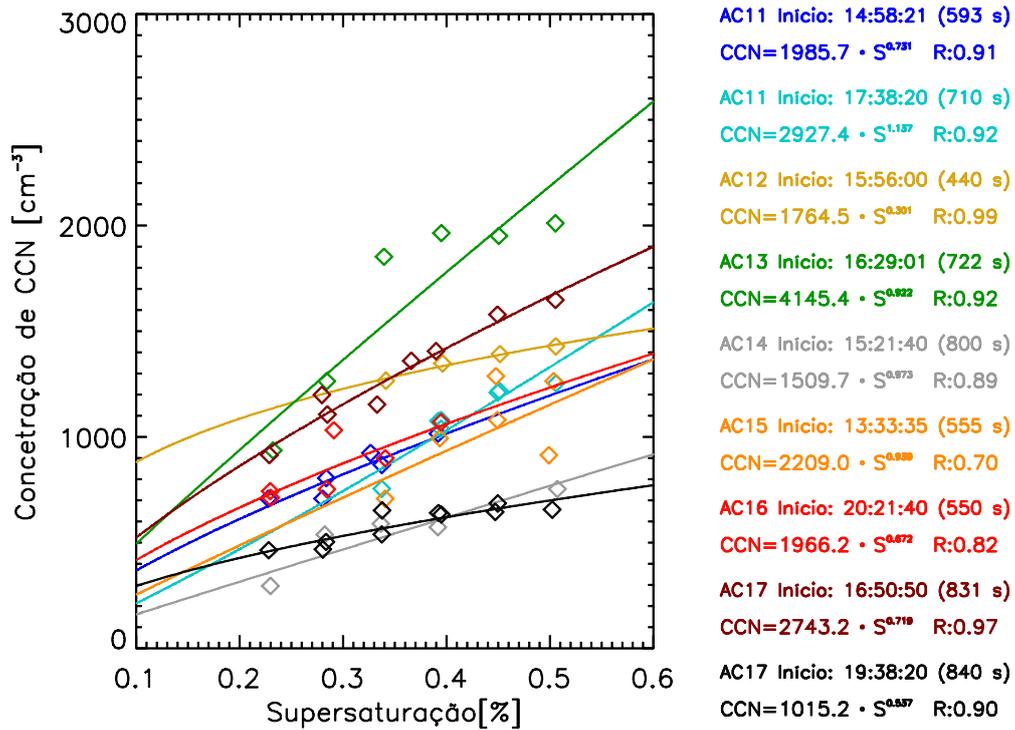


Figura 3.11. Valores de  $N_{dCCN}$ ,  $S_{max}$ ,  $N_{dT}$  e  $N_d$  são apresentados em função das velocidades verticais na base da nuvem ( $W_b$ ), para diferentes trechos de voos identificados no título das figuras a-f. Esse gráfico é baseado no método de probabilidade comparativa (PMM), usando os mesmos percentis para  $W_b$  e  $N_d$  ( $N_{dCCN}$  ou  $N_{dT}$ ). Os valores de  $N_{dCCN}$ ,  $N_{dT}$  e  $N_d$  são mostrados no eixo y, aqueles de  $S_{max}$  são mostrados no eixo y direito. As linhas tracejadas em preto são os desvios padrão de  $N_{dT}$ . As linhas tracejadas em cinza são os desvios padrão de  $N_{dCCN}$  (muito parecidos com os valores de  $N_{dCCN}$ ). A velocidade vertical efetiva  $W_b^*$  para cada segmento de voo é mostrada pela linha de cor ciana. Os dados são do sensor de nuvem CAS-DPOL. O horário em UTC, o período de medições (em segundos) e a equação do espectro de CCN(S) são mostradas no topo das figuras.

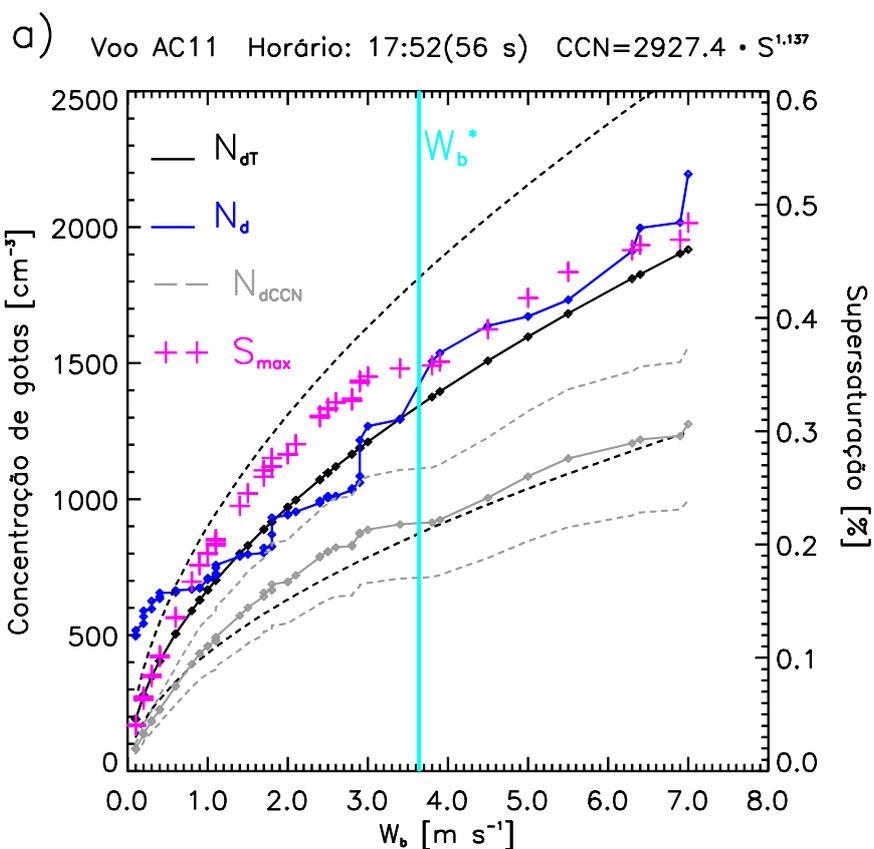
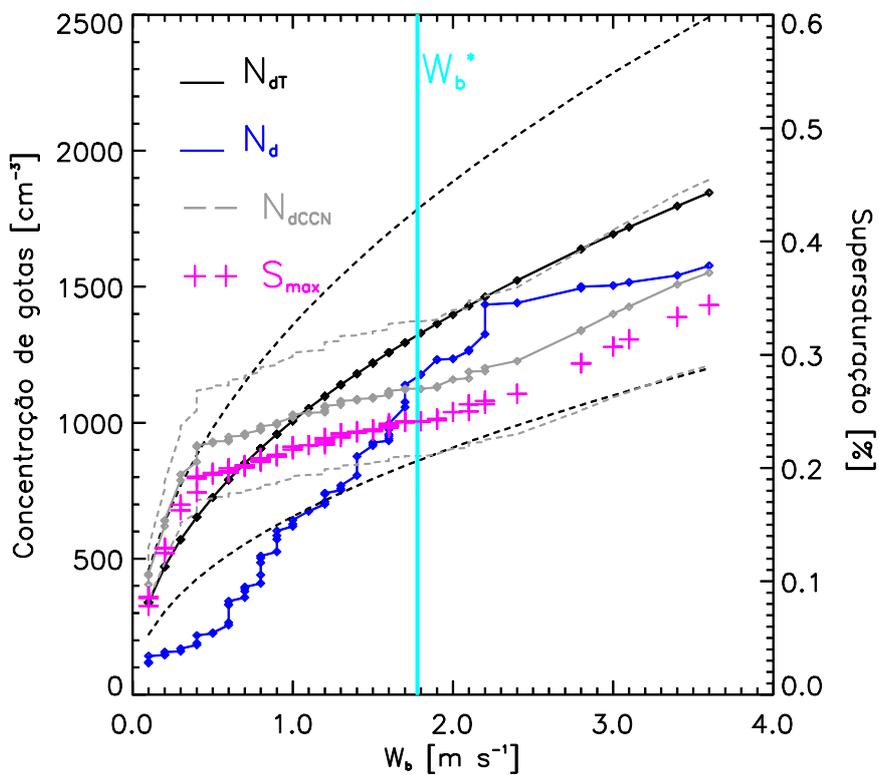


Figura 3.11. Continuação.

b) Voo AC13 Horário: 16:50(72 s) CCN=4145.4 •  $S^{0.922}$



c) Voo AC14 Horário: 15:06(184 s) CCN=1509.7 •  $S^{0.973}$

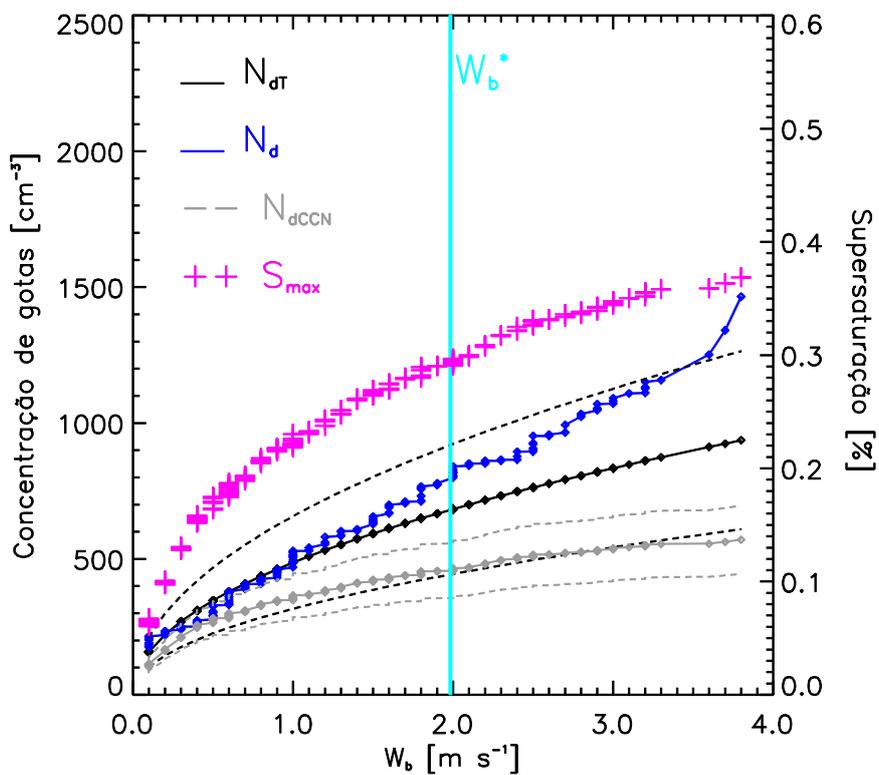
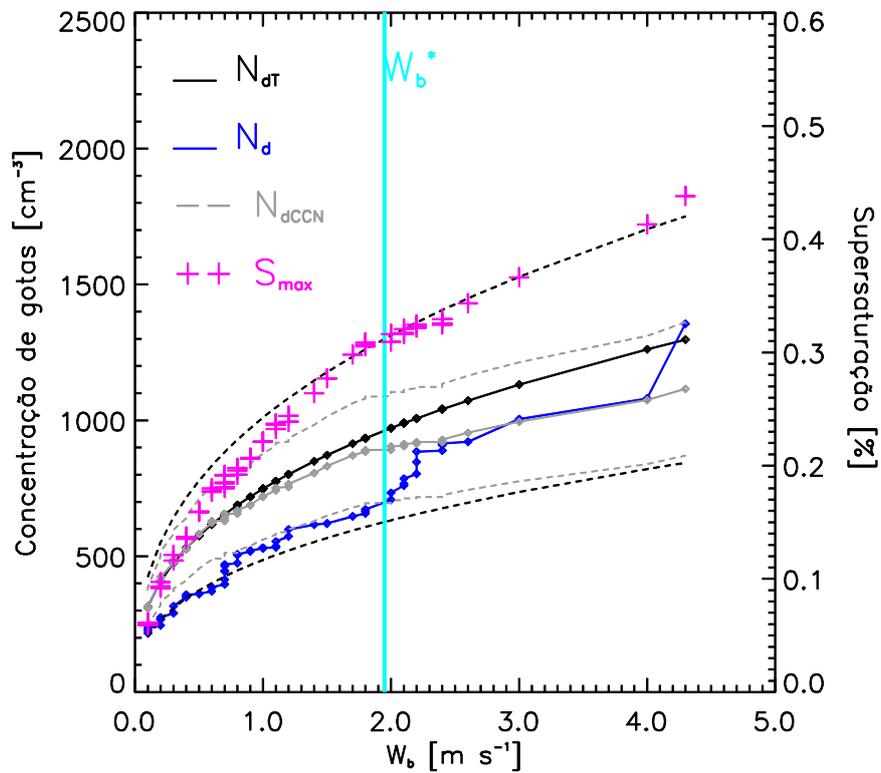


Figura 3.11. Continuação.

d) Voo AC16 Horário: 20:10(58 s) CCN=1966.2 · S<sup>0.672</sup>



e) Voo AC17 Horário: 17:06(58 s) CCN=2743.2 · S<sup>0.719</sup>

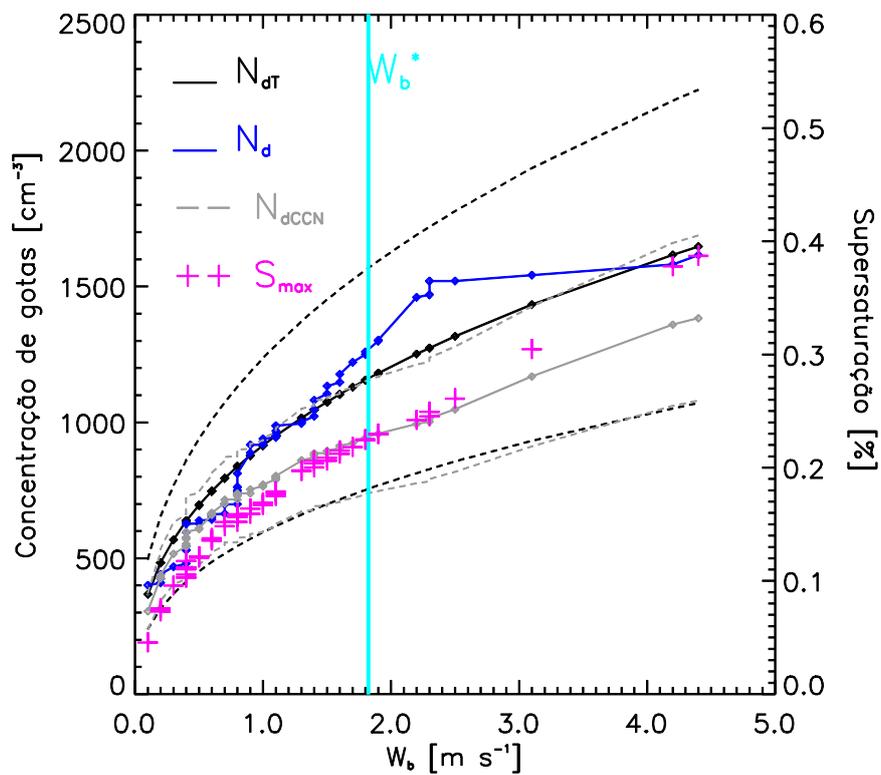
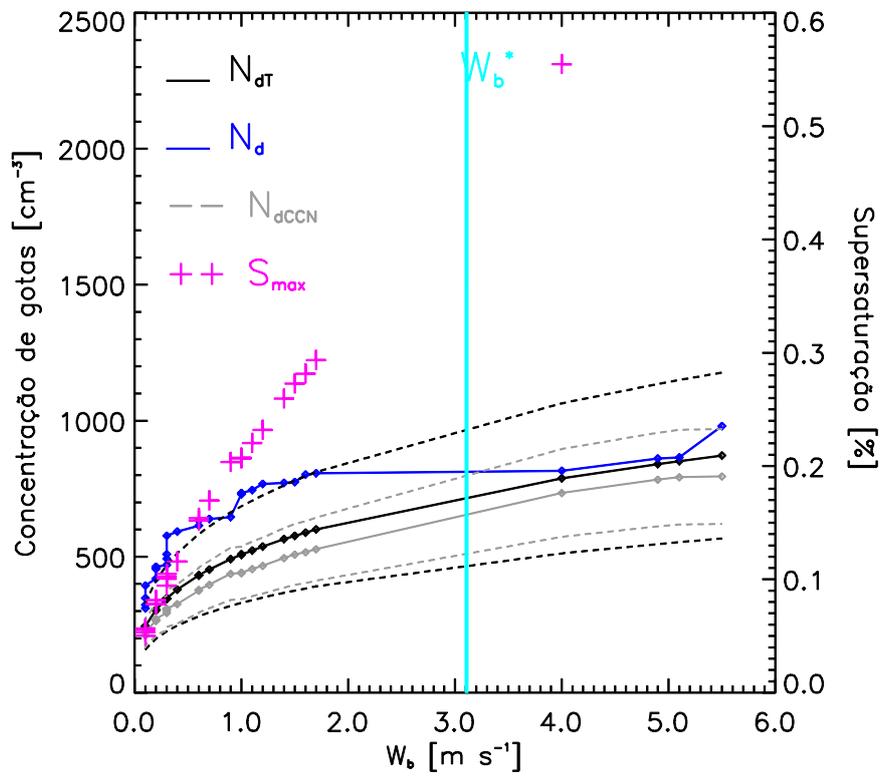
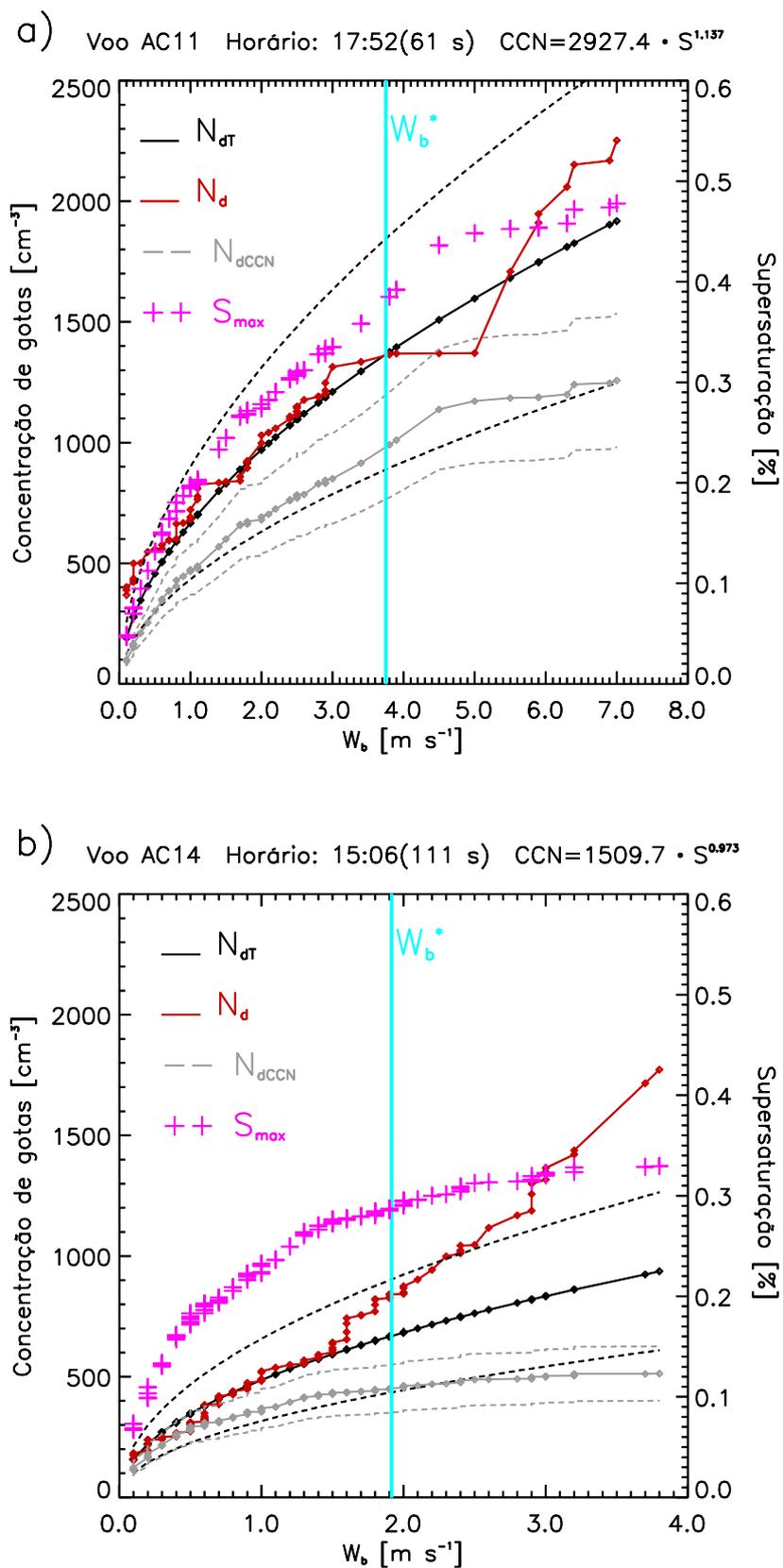


Figura 3.11. Continuação.

f) Voo AC17 Horário: 19:16(31 s) CCN=1015.2 · S<sup>0.537</sup>



Figuras 3.12. Idem à Figura 3.11, exceto para o sensor de nuvem CCP-CDP. Não houve dados disponíveis para o voo AC16. Durante o voo AC13 o sensor CCP-CDP apresentou mau funcionamento durante medições na base da nuvem.



Figuras 3.12. Continuação.

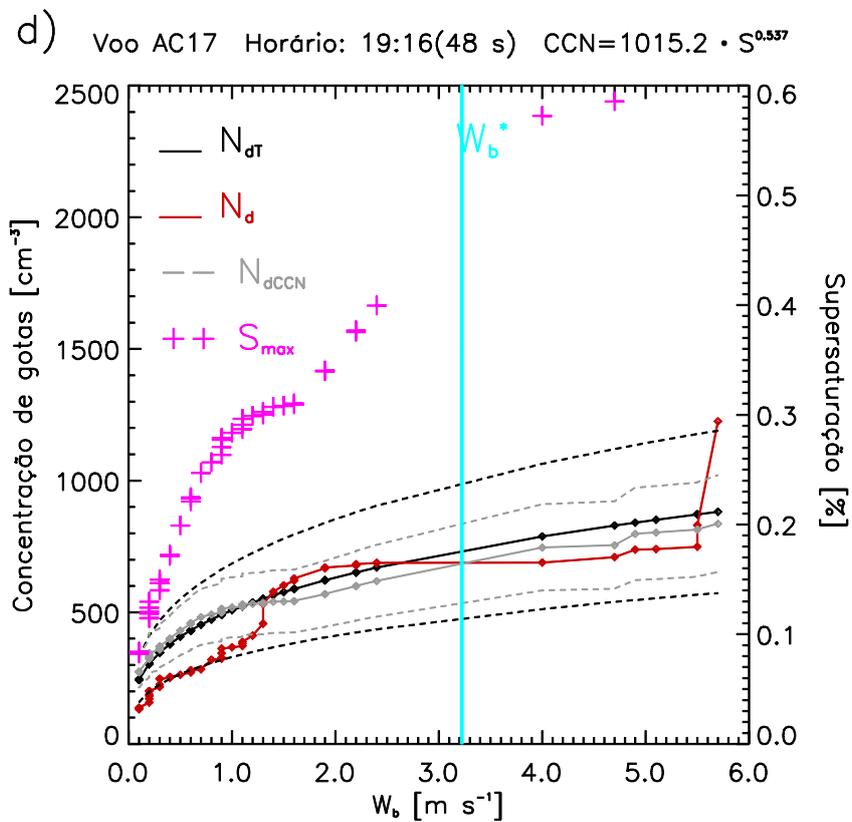
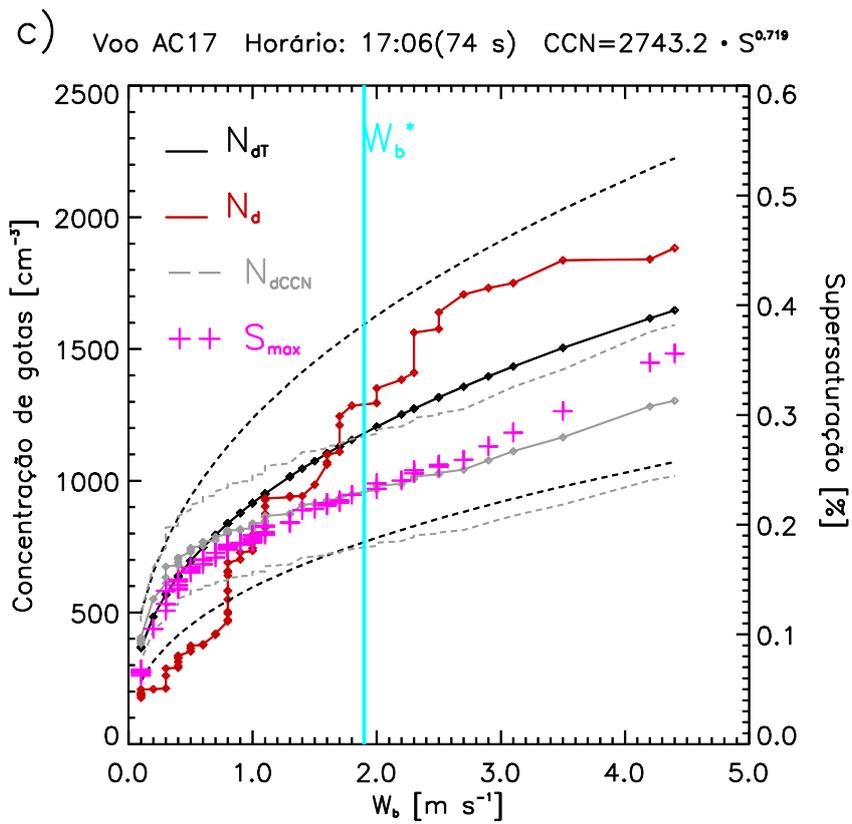


Figura 3.13. a)  $N_d^*$  versus  $N_{dT}^*$  calculados com  $W_b^*$  a partir de dados da base da nuvem mostrados nas Figuras 3.11 e 3.12. Os valores do sensor CAS-DPOL são indicados por símbolos de asterisco (\*) e os valores do sensor CCP-CDP são indicados por círculos (o). As cores indicam cada segmento de voo (referenciados nas legendas do lado direito do gráfico). As barras de erro indicam as incertezas das variáveis estimadas. As linhas em preto mostram as relações 1:1 e 1:2 entre  $N_{dT}^*$  versus  $N_d^*$  para cada sensor (linha pontilhada – CCP-CDP; linha sólida – CAS-DPOL); b) Idem ao item a), exceto para  $N_d^*$  versus  $N_{dCCN}^*$ .

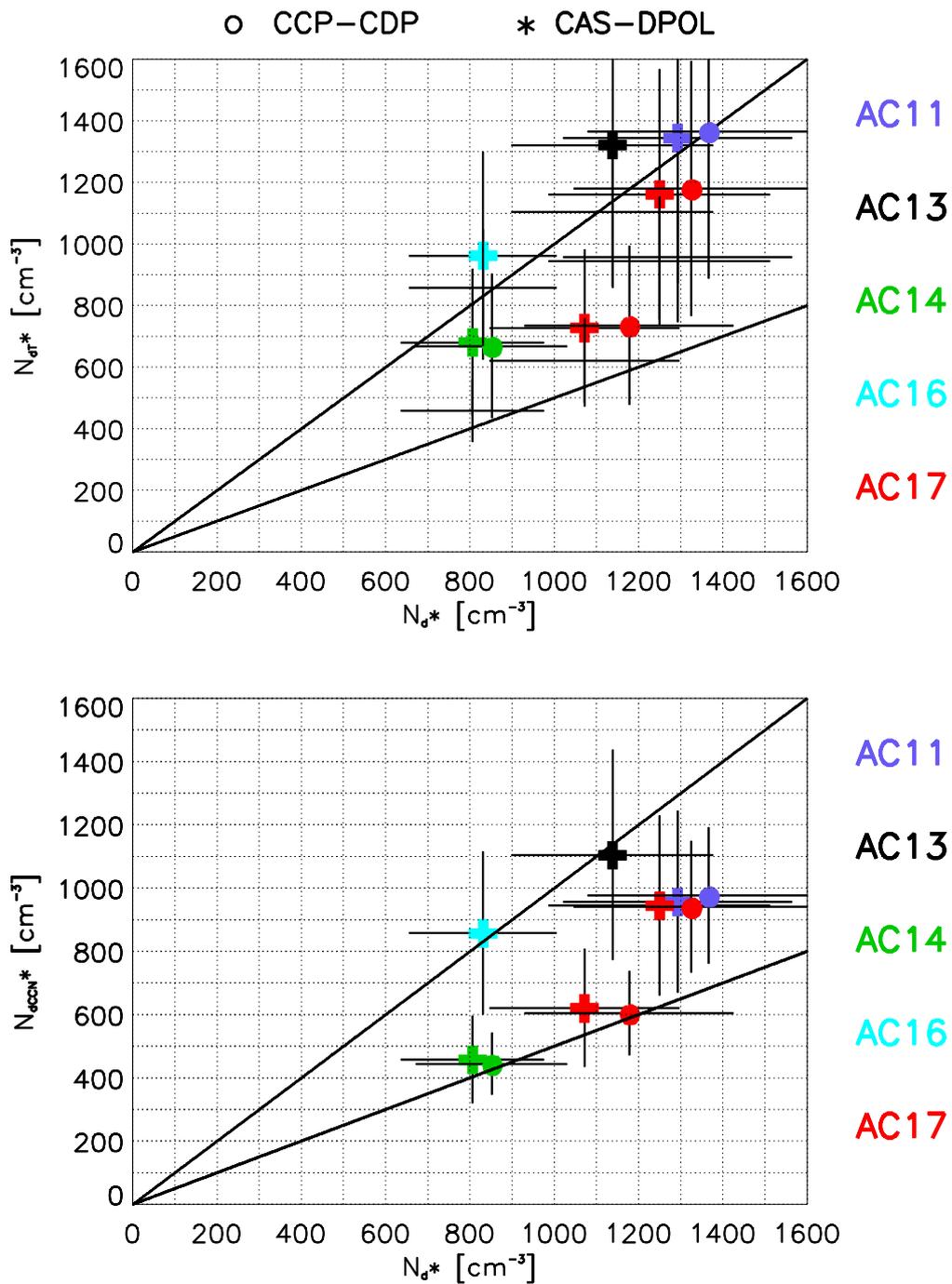


Figura 3.14. a) Volume mássico médio de gotas ( $M_v$ ) versus o conteúdo de água de nuvem medido com o sensor CCP-CDP quando a fração adiabática ( $LWC_a$ ) é maior do que 0,25. Valores são mostrados com diferentes cores em função da altitude (indicado pela barra de cores do lado direito do gráfico). A inclinação da equação linear é o valor estimado de  $N_a$  (i.e.,  $1496 \text{ cm}^{-3}$ ); b)  $M_v$  versus  $r_e$  em função da altitude (indicado pela barra de cores do lado direito do gráfico).

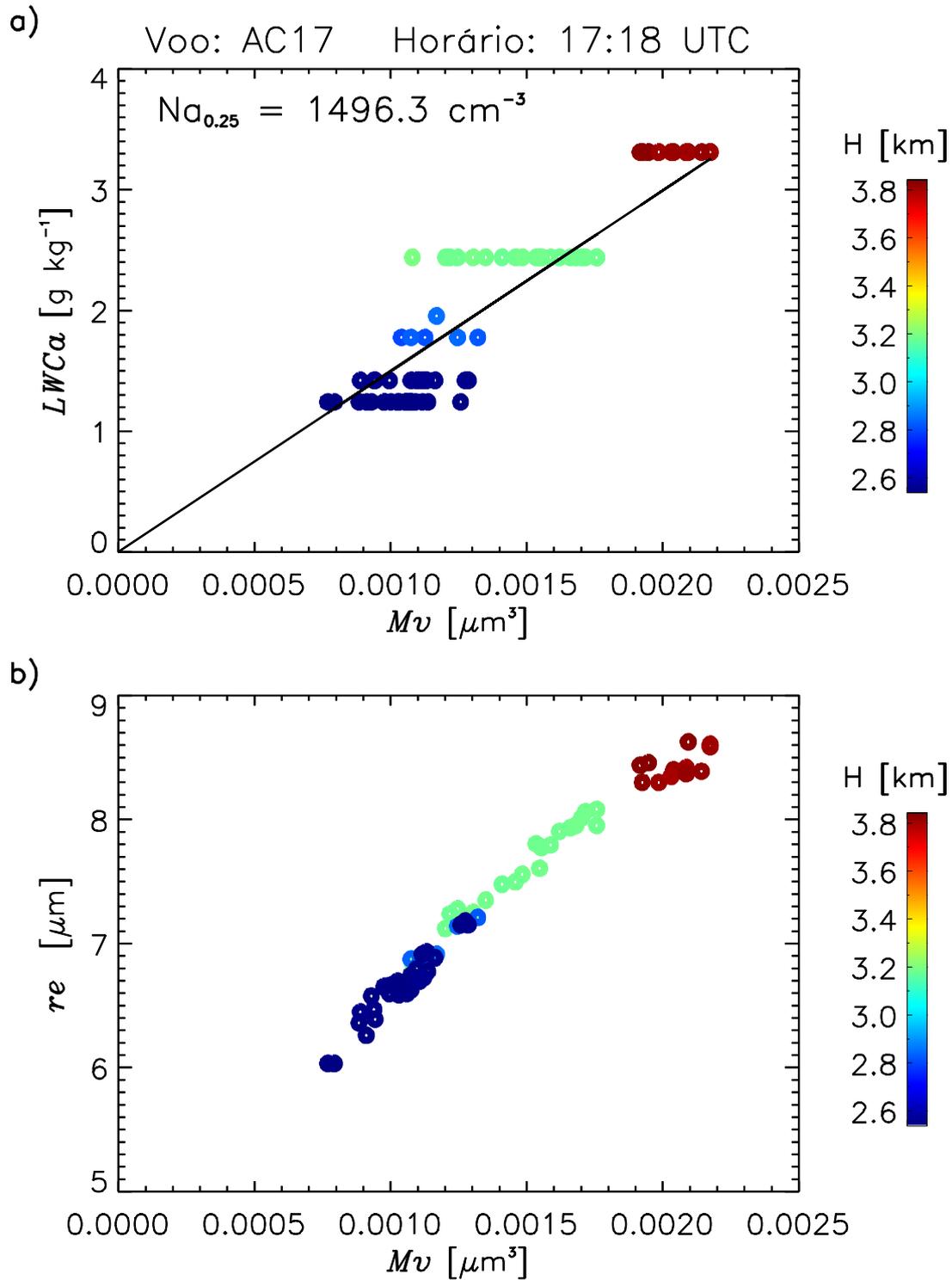
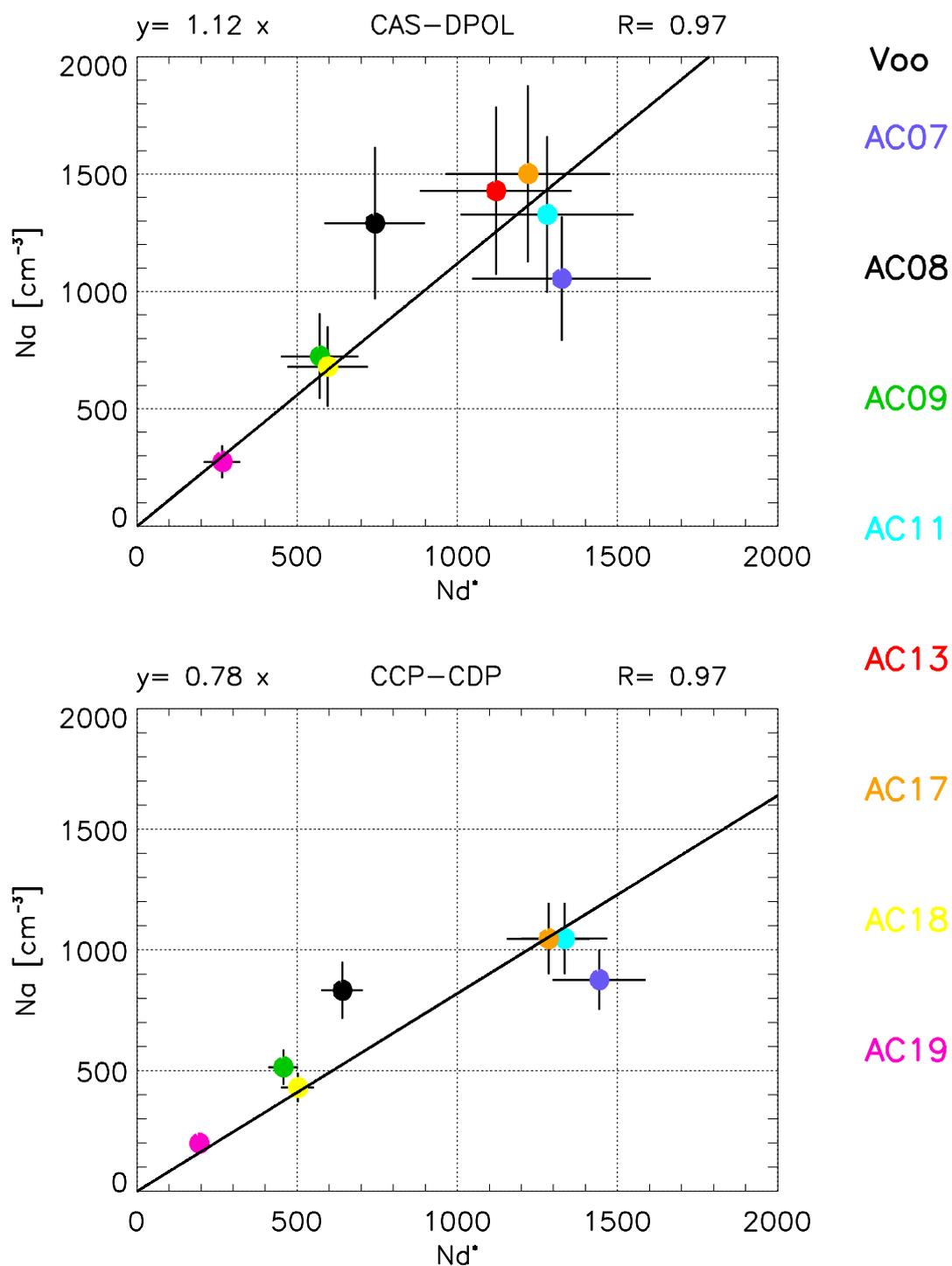


Figura 3.15.  $N_d^*$  versus  $N_a$  medidos com CAS-DPOL e CCP-CDP (indicado no topo dos gráficos) para voos de perfilamento de nuvens durante a campanha ACRIDICON-CHUVA. As cores dos pontos estão associadas ao número do voo mostrado do lado direito dos gráficos. As barras de erro indicam as incertezas das variáveis estimadas. A equação de regressão linear (linha contínua preta) e o coeficiente de correlação R são mostrados no topo de cada gráfico.





#### 4 EVIDÊNCIAS ADICIONAIS DE QUE CONCENTRAÇÕES DE AEROSSÓIS DETERMINAM A ALTURA DE INICIAÇÃO DE CHUVA E GELO EM NUVENS CONVECTIVAS SOBRE A BACIA AMAZÔNICA

No capítulo 3 mostramos que o cálculo de  $N_a$  baseado na medição do perfil vertical de  $r_e$  mostrou concordância com as concentrações de gotas medidas na base da nuvem (entre 20-30%). Essa abordagem nos garantiu a habilidade de testar a concordância entre o valor estimado do  $r_e$  adiabático ( $r_{ea}$ ) e a altura acima da base da nuvem na qual a formação de gotas de chuva ( $D_r$ ) e de gelo ( $D_i$ ) se iniciam dentro de nuvens convectivas na região Amazônica (Pergunta 3 do Capítulo 1). Além disso, também nos garantiu a avaliação do impacto da ocorrência de nucleação secundária de gotas acima da base da nuvem na iniciação da formação de gotas de chuva e gelo nas nuvens convectivas (Pergunta 4 do Capítulo 1).

Logo, neste capítulo, será analisado o desenvolvimento de partículas de nuvem e precipitação (gotas de chuva e partículas de gelo) em cúmulos convectivos em desenvolvimento durante os voos com a aeronave HALO no experimento ACRIDICON-CHUVA. O perfil vertical de  $r_{ea}$  é usado para estimar a profundidade acima da base da nuvem em que os processos de chuva quente se iniciam (i.e. através de colisão e coalescência de gotas de nuvem). A dominância de mistura não homogênea é evidenciada pelo comportamento similar do perfil de  $r_e$  de nuvens adiabáticas, definidas por  $N_d$  na base da nuvem (BURNET; BRENGUIER, 2007; FREUD; ROSENFELD; KULKARNI, 2011). Isso significa que a altura acima da base da nuvem em que  $r_e$  atinge valores de 13 a 14  $\mu\text{m}$ , que é requerida para iniciação de chuva, é também determinada por  $N_d$  na base da nuvem (FREUD; ROSENFELD, 2012). A iniciação de chuva na fase quente de desenvolvimento das nuvens depende fortemente de  $r_e$  porque a taxa de colisões e coalescência é proporcional a  $\sim r_e^5$  (FREUD; ROSENFELD, 2012). Aqui é testado e quantificado essas relações para as medições da aeronave HALO.

A Figura 4.1 mostra as regiões dos voos na bacia Amazônica onde foram realizados o perfilamento de cúmulos convectivos em crescimento. O padrão esquemático dos voos de perfilamento é ilustrado na Figura 3.1 e o perfil 3D de cada voo da Figura 4.1 está disponível na Figura C.1 do Apêndice C. O avião obteve uma composição

do perfil vertical através da penetração de elementos convectivos jovens e crescentes, tipicamente 100 – 300 m abaixo de seus topos.

As distribuições de tamanho de gotas de nuvem (DSDs) de diâmetros entre 3-50  $\mu\text{m}$  são medidas com a resolução temporal de 1 segundo pelos sensores CAS-DPOL e CCP-CDP (BAUMGARDNER et al., 2001; LANCE et al., 2010). Cada espectro de DSD representa 1 s do caminho do voo (cobrindo  $\sim 150$  m de distância horizontal para uma típica velocidade da aeronave), logo o valor de  $r_e$  foi calculado para cada 1 s de DSD. Esses dois sensores foram montados em diferentes asas da aeronave HALO (a uma distância horizontal de  $\sim 15$  m), porém valores similares de  $N_d$  e  $r_e$  derivados com CAS-DPOL e CCP-CDP foram encontrados. O capítulo 3 mostrou que ambos os sensores tiveram concordância nas medições de concentrações de gotas de nuvem na base da nuvem com valores esperados para diferentes condições de concentrações de CCN e correntes ascendentes abaixo da base da nuvem. Além disso, ainda no Capítulo 3, o conteúdo de água líquida (CWC) calculado com as DSDs medidas mostraram valores similares àqueles medidos através do sensor *Hotwire* em diferentes alturas acima da base da nuvem.

A determinação da altura de iniciação de chuva é baseada no cálculo do conteúdo de água de chuveiro (DWC) a partir das DSDs do sensor CCP-CIP (BRENGUIER et al., 2013), definido aqui como a massa integrada de gotas com diâmetro entre 75 e 250  $\mu\text{m}$  (FREUD; ROSENFELD, 2012). Esse intervalo de tamanho inclui apenas gotas com velocidade terminal de até  $\sim 1$   $\text{m s}^{-1}$ , o que maximiza a chance do chuveiro ter sido formado *in situ* e não precipitaram de grandes distâncias acima do nível de penetração da aeronave. O conteúdo de água de chuva (RWC – do inglês, *rain water content*) é definido como a massa integrada de gotas com diâmetro entre 250 e 960  $\mu\text{m}$ . As imagens do sensor CCP-CIP são usadas para identificar gotas de chuva e partículas de gelo durante as passagens de nuvem. O tipo de hidrometeoro é identificado visualmente por seus formatos. A fase das menores partículas imageadas pelo CCP-CIP não pode ser distinguida. Portanto, a precipitação é considerada como fase mista quando as partículas de gelo são identificadas, e os valores combinados de DWC e RWC são redefinidos como conteúdo de água de fase mista (MPWC – do inglês, *mixed phase water content*). A Tabela 4.1 resume essas propriedades microfísicas de nuvens em relação à instrumentação e intervalos de tamanho.

## **4.1. Instrumentação**

### **4.1.1. Medições de partículas de nuvem**

A instrumentação usada para identificar partículas de nuvem e iniciação de chuva ou gelo consiste em três sensores de nuvem: CAS-DPOL, CCP-CDP e CCP-CIP (BRENGUIER et al., 2013). Nesse estudo, partículas de nuvem medidas com CCP-CDP e CAS-DPOL são contadas para tamanhos maiores do que 3  $\mu\text{m}$ , porque partículas de tamanhos menores podem ser sobrepostas por partículas de neblina. Os detalhes sobre as características das medições foram descritos anteriormente no Capítulo 3, Seção 3.1.2.

### **4.1.2. Dados meteorológicos**

O avião HALO foi equipado com um novo sistema de sensores meteorológicos denominado *BASic HALO Measurement And Sensor System* (BAHAMAS) localizado no nariz do avião (WENDISCH et al., 2016). As incertezas nesse sistema de sensores para temperatura, umidade relativa e velocidades verticais são de 0,5 K, 5% e 0,3  $\text{m s}^{-1}$ , respectivamente (MALLAUN; GIEZ; BAUMANN, 2015).

### **4.1.3. Medições de aerossol**

Medições de partículas de aerossol foram realizadas usando o sensor *Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe 100X* (PCASP-100X). O PCASP-100X é um espectrômetro óptico que mede partículas de aerossol com diâmetros entre 0,1 e 3  $\mu\text{m}$  (LIU et al., 1992). Durante a campanha ACRIDICON-CHUVA, o sensor PCASP-100X não foi operado com a entrada aquecida, e, portanto, a medida de partículas de aerossol abaixo da base da nuvem (cerca de 200 m) pode ter tamanhos maiores do que o tamanho original da partícula seca, ocasionado pelo inchaço dos particulados em ambientes mais úmidos.

## **4.2. Métodos**

As análises são realizadas seguindo algumas etapas gerais; detalhes são fornecidos nas Seções 4.3.1 e 4.3.2:

- a) A relação entre  $r_e$  e a probabilidade de chuva é calculada. O valor de  $r_e$  é calculado a partir da distribuição de tamanhos de gotas medidas pelo CAS-DPOL e CCP-CDP (dois valores diferentes). DWC, RWC, e MPWC são

obtidos a partir dos dados do CCP-CIP.

- b) O valor de  $N_a$  na base da nuvem é estimado através do perfil vertical de  $r_e$ .
- c) A altura de iniciação de chuva, baseada no crescimento adiabático modelado de  $r_e$  com a altura, é estimada para diferentes condições de concentração de aerossóis em função do  $N_a$  estimado. A profundidade da nuvem em que o valor adiabático de  $r_{ea}$  atinge o valor de  $13 \mu\text{m} - D_{13}$  – é então estimada.
- d) A extensão da concordância entre o valor da profundidade da nuvem em que o primeiro chuveiro com forma de gota foi detectado *in situ* –  $D_r$  – e o valor de  $D_{13}$  estimado baseado na hipótese do crescimento adiabático de  $r_e$  é discutida.

#### 4.2.1. Estimativa de iniciação de chuva e gelo

A chuva é iniciada durante a fase quente do crescimento de cúmulos convectivos devido à intensificação dos processos de colisão e coalescência com a altura. A eficiência do processo de coalescência de gotas é determinada pela coleção *kernel* ( $K$ ) de gotas e suas concentrações (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998). Freud e Rosenfeld (2012) mostraram através de simulações de modelo e medidas de avião que  $K \propto r_v^{4.8}$ , onde  $r_v$  é o raio médio volumétrico obtido a partir de DSDs de sensores de nuvem na ausência de gelo, e  $r_v$  é definido como:

$$r_v = \left( \frac{3 \text{ CWC}}{4 \pi \rho N_d} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (4.1)$$

onde  $\rho$  é a densidade da água ( $1 \text{ g cm}^{-3}$ ), CWC em  $\text{g m}^{-3}$ , e  $N_d$  em  $\text{cm}^{-3}$ . Os valores são obtidos a partir das medidas *in situ* de DSDs dos sensores de nuvem em intervalos de 1 s. Freud e Rosenfeld (2012) mostraram que  $r_v \sim 1.08 \cdot r_e$ , e usando essa relação, eles derivaram  $r_e$  a partir de  $r_v$  e mostraram que processos de chuva quente iniciam dentro das nuvens quando  $r_e$  atinge valores em torno de  $13\text{-}14 \mu\text{m}$  (KLEIN et al., 2009; LENSKY; ROSENFELD, 2008; ROSENFELD; GUTMAN, 1994; ROSENFELD; WANG; RASCH, 2012).

O cálculo de CWC é realizado separadamente através das concentrações de gotas dos sensores CAS-DPOL e CCP-CDP como mostrado na equação 3.1 do capítulo 3. Os cálculos de DWC, RWC, e MPWC são feitos de maneira similar com diferentes sensores de gotas de nuvem e intervalos de tamanho de partículas (vide Tabela 4.1). Assim como no Capítulo 3, apenas medições com CWC maior do que 25% do conteúdo de água líquida adiabático são considerados a fim de excluir

nuvens convectivas diluídas ou em estágio de dissipação. Também é assumido que a formação de chuva (ou gelo) inicia-se quando o valor calculado de DWC excede  $0,01 \text{ g m}^{-3}$  (FREUD; ROSENFELD, 2012). Para iniciação de chuva na fase líquida o limiar de DWC é ~10% maior devido a superestimativa de DWC durante medições do CIP em nuvens quentes (como descrito na seção 4.2.1). Mais uma vez, a pequena velocidade terminal de gotas de chuvisco ( $\leq 1 \text{ m s}^{-1}$ ) permite o foco em iniciação de chuva (ou gelo) *in situ* enquanto minimiza-se a quantidade de DSDs afetadas por gotas de chuva que caem de cima nas regiões de medições. Além disso, passagens de nuvens com chuva são eliminadas quando o topo da nuvem é muito mais alto do que o nível de penetração ( $> \sim 1000 \text{ m}$ ), baseado nos vídeos gravados pela câmera na cabine frontal da aeronave HALO. No entanto, topos de nuvem maior do que algumas centenas de metros acima ocorreram apenas raramente.

A Tabela 4.2 mostra a profundidade de nuvem acima da base em que processos de chuva quente se iniciaram ( $D_r$ ) (i.e.,  $\text{DWC} > 0.01 \text{ g m}^{-3}$ ) para todos os voos em função do valor estimado de  $N_a$ . O valor de  $D_r$  é atribuído quando apenas gotas de chuva são observadas nas imagens do sensor CCP-CIP. A profundidade de nuvem para iniciação de gelo ( $D_i$ ) é atribuída quando o valor de  $\text{DWC} > 0.01 \text{ g m}^{-3}$  e partículas de gelo forem evidentes em imagens do sensor CCP-CIP.

#### 4.2.2. Estimando $N_a$ e $r_{ea}$

O valor de  $N_a$  para um agrupamento de nuvens convectivas é estimado em função do parâmetro de inclinação entre os valores calculados de  $\text{CWC}_a$  e volume mássico médio das gotas ( $M_v$ ) para medições de DSDs de 1 s a partir de CAS-DPOL e CCP-CDP para passagens de nuvens não precipitantes (vide Seção 3.4.4). Uma vez estimado  $N_a$ , o valor adiabático de  $r_e$  ( $r_{ea}$ ) pode ser calculado baseado em um modelo adiabático simples onde o crescimento de gotas é dominado por condensação (PINSKY; KHAIN, 2002).

O valor calculado de  $N_a$  na base da nuvem foi usado para classificar nuvens convectivas que se desenvolveram em regiões limpas, poluídas e muito poluídas. Casos de nuvens limpas são considerados quando  $N_a < 500 \text{ cm}^{-3}$ , poluídas para  $500 \text{ cm}^{-3} < N_a < 900 \text{ cm}^{-3}$  e muito poluídas para  $N_a > 900 \text{ cm}^{-3}$ . Durante a campanha ACRIDICON-CHUVA, um voo em nuvens limpas foi realizado (AC19) sobre o Oceano Atlântico. Nuvens observadas durante voos sobre o norte da Amazônia

(AC09 e AC18) foram classificadas como poluídas, principalmente devido à fumaça diluída da queima de biomassa advectada a partir do transporte de longas distâncias. Essa região representa as condições de fundo (*background*) da Amazônia durante a época seca. Condições muito poluídas foram encontradas sobre a Amazônia central (AC07, AC08, AC12, AC13 e AC20), as quais foram afetadas fortemente pela queima de biomassa no arco do desflorestamento (sul da Amazônia) e devido a plumas de poluentes provenientes da cidade de Manaus.

### 4.3. Resultados

#### 4.3.1. Limiares de $r_e$ para iniciação de chuva

Os valores de  $r_e$  derivados a partir da integração das DSDs dos sensores de nuvem foram utilizados para identificar a iniciação de chuva. Alguns cuidados são necessários para eliminar possíveis vieses resultantes de formatos peculiares do espectro de tamanho de gotas. Um valor de 13-14  $\mu\text{m}$  de  $r_e$  representa o limiar de iniciação de chuva para cúmulos convectivos em crescimento em diferentes partes do mundo sem influência de CCN gigantes (GCCN; com diâmetros dos particulados seco  $> 1 \mu\text{m}$ ) [FREUD; ROSENFELD, 2012]. A presença de GCCN durante a formação de gotas de nuvem na base da nuvem pode acarretar na rápida formação de gotas de chuva, devido ao efeito de embrião de chuva e ao efeito de competição por vapor que reduz a supersaturação máxima na base da nuvem e consequentemente reduz  $N_d$  (ROSENFELD, 2000; SEGAL; PINSKY; KHAIN, 2007). Esses casos são muito comuns sobre o mar devido à influência de aerossóis provenientes do *spray* marinho, e nessas situações gotas de chuva começam a se formar normalmente para valores de  $r_e$  menores do que 13-14  $\mu\text{m}$  (FREUD; ROSENFELD, 2012). Neste estudo, as DSDs para o voo AC19 realizado sobre o Oceano Atlântico não mostraram grande quantidades de gotas grandes (com diâmetros  $> 20 \mu\text{m}$ ) na base da nuvem (vide Figura C.2 no Apêndice C). O volume de amostra cumulativo do sensor CCP-CDP na base da nuvem foi em torno de 5,8  $\text{L}^{-1}$  para 176 s de medições. A Figura C.2 do Apêndice C mostra ausência de gotas grandes de nuvem próxima à base da nuvem, onde a concentração média dessas gotas é inferior a 0,1 gotas  $\text{cm}^{-3}$ . Essa pequena concentração de gotas grandes é insuficiente para ter algum efeito na supersaturação.

A Figura 4.2 mostra a probabilidade de iniciação de chuva em função do valor calculado de  $r_e$  a partir dos sensores CCP-CDP e CAS-DPOL para todos os voos analisados sobre a Amazônia. A probabilidade de precipitação é calculada através da integração das medições de DSDs excedendo certos limiares de DWC. Essas figuras mostram que para o sensor CCP-CDP a iniciação de chuva é esperada que ocorresse para  $r_e > 13 \mu\text{m}$ , enquanto para o CAS-DPOL a iniciação de chuva ocorre para  $r_e > 12 \mu\text{m}$ . A diferença está associada às características instrumentais dos dois sensores, como discutido no capítulo anterior (Seção 3.3). De acordo com a Figura 4.3, o valor calculado de  $r_e$  com as DSDs medidas através do sensor CCP-CDP é em torno de 7% maior do que o  $r_e$  calculado com os dados do sensor CAS-DPOL.

A Figura 4.4 mostra a relação entre  $r_e$  e  $r_v$  calculada para ambos os sensores de nuvem. A figura mostra pequenas diferenças entre os sensores, com  $r_v \sim 1,065 \cdot r_e$  para o sensor CCP-CDP e  $r_v \sim 1,085 \cdot r_e$  para o sensor CAS-DPOL, os quais são valores muito próximos do que fora encontrado por Freud e Rosenfeld 2012, onde  $r_v \sim 1,08 \cdot r_e$ . A concordância entre esses sensores e modelos teóricos, mostrada no capítulo 3, suporta o estudo comparativo dos valores de  $r_{ea}$  e  $r_e$  calculado a partir de DSDs medidas em função da espessura da base da nuvem ( $D_c$ ). Devido ao fato do sensor CCP-CDP ter sido montado muito próximo do sensor CCP-CIP, resultados desse sensor são mostrados nas seções seguintes, e resultados similares foram encontrados para os dados coletados com o sensor CAS-DPOL (não mostrados).

#### **4.3.2. Comparação entre valores estimados de $r_{ea}$ com valores medidos de $r_e$**

As comparações entre os valores de  $r_{ea}$  (calculados a partir do valor estimado de  $N_a$  na base da nuvem descrito na Seção 4.2.2) com os valores medidos de  $r_e$  são a base para analisar a evolução do tamanho de partículas até a iniciação de chuva ou glaciação dentro da nuvem. Rosenfeld et al. (2012b) mostraram que uma relação próxima entre o valor calculado de  $N_a$  para a base da nuvem e a evolução de  $r_{ea}$  com a altura ( $r_{ea}-D_c$ ) fornece uma aproximação útil da espessura de nuvem em que gotas de chuva começam a se formar em nuvens convectivas.

#### 4.3.2.1. Estudo de caso: voo AC07 sobre o arco do desflorestamento da Amazônia

O voo AC07 foi realizado sobre o arco do desflorestamento (vide Figura 4.1). A Figura 4.5 mostra o número de gotas medidas em nuvens convectivas para diferentes alturas. Concentrações de gotas de  $\sim 2000 \text{ cm}^{-3}$  foram medidas na base da nuvem, que é característico de nuvens muito poluídas. A base da nuvem foi localizada em torno de 1900 m acima do nível do mar, e temperatura do ar em torno de  $15^\circ\text{C}$ . A Figura 4.6a mostra a DSD média para uma penetração de nuvem na sua base. A figura enfatiza a grande concentração de gotas pequenas ( $< 10 \mu\text{m}$ ) que são observadas na base de nuvens convectivas em formação sobre ambientes poluídos. A Figura 4.6b mostra a evolução das medições de  $r_e$  e os valores estimados de  $r_{ea}$  em função da temperatura. A figura também mostra que os valores de  $r_e$  não excedem o limiar de  $13 \mu\text{m}$  em temperaturas maiores do que  $0^\circ\text{C}$ . Esses resultados sugerem que gotas de nuvem formadas na base da nuvem crescem principalmente via condensação e nenhuma gota de chuva foi formada durante a fase quente de desenvolvimento das nuvens convectivas.

No entanto, para garantir a ausência de processos de coalescência nestes casos, análises utilizando imagens de partículas de nuvem provenientes do sensor CCP-CIP foram realizadas. As Figuras 4.7ac mostram a evolução das DSDs e CWC (valores médios) em função da altura acima da base da nuvem e as imagens de partículas de nuvem do CCP-CIP para vários segmentos do voo. A Figura 4.7a mostra dados de uma passagem de nuvem para temperaturas quentes enquanto as Figuras 4.7b-c mostram resultados para medições durante passagens de nuvens em temperaturas frias. As DSDs mostram que a maioria das gotas exibem diâmetros menores do que  $20 \mu\text{m}$ , e apenas algumas gotas grandes são observadas para temperaturas quentes. O sensor CCP-CIP detectou apenas gotas de nuvem, sem gotas de chuva, como pode ser evidente pelos valores de RWC e  $\text{DWC} < 0,01 \text{ g m}^{-3}$ . Para temperaturas frias, as imagens do CCP-CIP mostram formatos irregulares de grandes partículas de gelo. Não foram encontrados formatos esféricos de gotas de chuva em nenhuma das passagens de nuvem, incluindo aquelas coletadas em temperaturas mais quentes. Os valores calculados de DWC e RWC a partir das DSDs médias mostram valores positivos apenas quando partículas de gelo são observadas nas imagens do sensor CCP-CIP. Além disso,

para um volume amostral cumulativo de  $1,24 \text{ m}^3$  em 89 s de medições com o sensor CCP-CIP, nenhuma gota de chuva foi observada entre as alturas de 2.900 m ( $0^\circ\text{C}$ ) e 7.100 m ( $-26^\circ\text{C}$ ) acima da base da nuvem. Isso significa que a concentração de gotas de chuva, se alguma, foi inferior a 1 gota por metro cúbico. Essa é uma taxa de chuva insignificante, e suporta noção prática de inibição de coalescência. Ademais, o sensor CCP-CIP não detectou nenhuma gota de chuva em níveis mais baixos (temperaturas acima de  $0^\circ\text{C}$ ) para um volume amostral de  $5,9 \text{ m}^3$  em 426 s de medições. Esses resultados indicam a completa inibição de formação de gotas de chuva em cúmulos convectivos em crescimento para esse voo sobre o arco do desflorestamento da Amazônia. Mesmo que alguns dos valores indicados de  $r_e$  fossem maiores do que  $13 \text{ }\mu\text{m}$  para temperaturas mais frias, esses valores não indicam a formação de chuva quando apenas partículas de gelo são observadas. Isso não exclui a possibilidade de pequenas gotas de chuva congelar mais cedo depois de sua formação em temperaturas tão baixas.

A DSD média e as imagens do CCP-CIP mostradas na Figura 4.7c resultam de uma passagem da aeronave HALO através de uma nuvem convectiva com ocorrência de raios. A Figura 4.8 mostra uma foto da nuvem tirada da cabine frontal da aeronave HALO antes da penetração na nuvem. O sensor CCP-CIP mostra imagens de partículas de gelo do tipo *graupel* para este caso. A presença desse tipo de partículas de gelo em nuvens convectivas é muito comum em tempestades, e estudos anteriores evidenciam a alta frequência de raios durante a época de transição entre as estações chuvosa e seca sobre a região do arco do desflorestamento da Amazônia (ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS, 2011; WILLIAMS, 2002). Esses resultados também evidenciam o papel dos aerossóis provenientes da queima de biomassa na inibição de processos de chuva quente e também na capacidade dos aerossóis de envigorar nuvens convectivas devido à geração de grandes partículas de gelo e raios (ROSENFELD et al., 2008).

Em relação aos valores de  $r_e$  em função de  $D_c$ , a Figura 4.9a mostra o valor estimado de  $r_{ea}$  (calculado a partir do valor adiabático de CWC mostrado na Figura 4.9b) e o medido de  $r_e$ . A figura mostra que os valores estimados de  $r_{ea}$  são próximos das medições de  $r_e$  para passagens em nuvens convectivas em diferentes  $D_c$ . Mesmo que nenhuma gota de chuva fosse observada nas nuvens convectivas, a figura mostra valores similares de  $r_{ea}$  e  $r_e$  medidos (com  $r_{ea}$  ligeiramente maior) em função de  $D_c$ .

#### 4.3.2.2. Análises da relação $r_e - D_c$ em regiões limpa, poluída e muito poluída

##### - Região limpa

A Figura 4.10a mostra os valores medidos de  $N_d$  para o agrupamento de nuvens convectivas sobre o Oceano Atlântico na costa do Brasil (voo AC19). Essa região foi classificada como limpa porque o valor de  $N_a$  é em torno de  $300 \text{ cm}^{-3}$  (vide Tabela 4.2). A base da nuvem foi localizada a 600 m acima do nível do mar a uma temperatura de  $22^\circ\text{C}$ . Dadas as condições limpas sobre o oceano, a alta umidade relativa no nível de superfície e a baixa concentração de CCN levam à formação de gotas grandes próximas a base da nuvem. A Figura 4.10b mostra os valores estimados de  $r_{ea}$  e os valores medidos de  $r_e$  em função de  $D_c$ . Várias passagens de nuvem mostram gotas grandes de  $r_e \sim 13 \text{ }\mu\text{m}$  a apenas 1660 m acima da base da nuvem. As Figuras 4.11a-b mostram que as DSDs e as imagens de CCP-CIP para passagens de nuvem na altura em que se inicia a formação de chuva e na maior altura em que houve medições acima da base da nuvem, respectivamente. A Figura 4.11a mostra que a chuva já é formada ( $\text{DWC} > 0,01 \text{ g m}^{-3}$ ) quando gotas atingem tamanhos em torno de  $r_e > 11,9 \text{ }\mu\text{m}$ . Isso ocorre provavelmente devido a presença de GCCN sobre regiões marítimas.

A Figura 4.12 mostra a distribuição de tamanhos de partículas de aerossol (ASD) média, medida pelo PCASP, abaixo da base da nuvem para regiões limpa, poluída e muito poluída. O número total médio de concentração de partículas de aerossol com tamanhos maiores que  $0,1 \text{ }\mu\text{m}$  é em torno de  $1000 \text{ cm}^{-3}$  sobre o Oceano Atlântico, enquanto que para o caso poluído (muito poluído) esse valor é em torno de três (dez) vezes maior. Além disso, a concentração média total de partículas medidas pelo CCP-CDP mostra concentrações dez vezes maiores para partículas maiores do que  $3 \text{ }\mu\text{m}$  sobre o oceano em comparação com regiões do interior da Amazônia. Essa figura indica a presença de aerossóis com tamanhos maiores do que  $1 \text{ }\mu\text{m}$  (possivelmente GCCN) sobre o oceano. Quando nucleado, esse tipo de aerossol acelera o crescimento de gotas durante a fase quente levando à formação mais rápida de gotas de chuva do que a prevista pelo modelo de parcela adiabático. Em torno de 3.500 m acima da base da nuvem, gotas grandes de chuva são observadas nas imagens do sensor CCP-CIP (vide Figura 4.11b). O baixo conteúdo de CWC indica que a maioria da água de nuvem já foi convertida em gotas de chuva. Esses resultados evidenciam que, sobre condições limpa, gotas de chuva são formadas

principalmente por processos de coalescência de gotas na fase quente de seu desenvolvimento. Mesmo que as nuvens convectivas atinjam temperaturas mais frias, o baixo conteúdo restante de água de nuvem reduz os processos de formação de gelo que é um ingrediente chave para eletrificação de nuvem.

Antes da formação de gotas de chuva ( $D_c \sim 1.660$  m), correntes ascendentes foram observadas com a maioria dos valores  $< 4$  m s<sup>-1</sup>, e quando a chuva começa a se formar correntes descendentes começam a ser evidentes (vide Figura C.3g do Apêndice C). Os valores de velocidades verticais medidas no voo AC19 (região limpa) foram menores do que os medidos durante o voo AC07 (região muito poluída). No entanto, para ambos os casos, correntes ascendentes são mais evidentes durante crescimento de gotas por condensação e correntes descendentes são mais fortes quando partículas precipitantes são formadas na nuvem. Fortes correntes ascendentes ( $\sim 10$  m s<sup>-1</sup>) são observadas em casos poluídos após o gelo começar a se formar, provavelmente devido à liberação de calor latente durante os processos de congelamento. Uma explicação alternativa para o aumento das correntes ascendentes devido às condições do ambiente não pode ser excluída.

#### - Regiões poluídas

Os voos AC09 e AC18 foram classificados como poluídos (vide Tabela 4.2). Esses voos foram realizados sobre a região norte da Amazônia (vide Figura 4.1). A Figura 4.13a mostra valores de  $N_d$  medidos para o voo AC09. A base da nuvem foi localizada em torno de 1.200 m sobre o nível do mar a uma temperatura de 19,5°C. A Figura 4.13b mostra os valores estimados de  $r_{ea}$  e os valores medidos de  $r_e$  em função de  $D_c$ . Valores de  $r_e > 13$  µm foram observados para temperaturas em torno de 0°C para o voo AC09, indicando a possibilidade de iniciação de chuva nessa altura. A Figura 4.14 mostra as DSDs e imagens do sensor CCP-CIP para o voo AC09 na altura em que gotas de chuva começam a se formar ( $D_r \sim 3000$  m) e na maior altura de medições acima da base da nuvem. A imagem CIP na Figura 4.14b mostra a primeira passagem em que partículas de gelo são observadas misturadas com gotas de chuva superesfriadas. Para níveis mais baixos apenas gotas de chuva foram observadas. Para o voo AC18, a base da nuvem estava localizada em torno de 1.700 m acima do nível do mar, a uma temperatura de 17°C, e a chuva começou a se formar em nuvens convectivas quando  $D_c \sim 3.800$  m. A Figura C.5a no Apêndice C mostra que as primeiras gotas de chuva no voo AC18 são observadas a

-5,7°C, e que elas continuam líquidas, ou pelo menos esféricas, até temperaturas de -11,4°C (vide Figura C.5b no Apêndice C). As passagens em nuvem nas maiores alturas acima da base mostram principalmente gotas de chuva superesfriadas, enquanto partículas de gelo não estavam visivelmente evidentes nas imagens do CCP-CIP até temperaturas alcançarem ~ -11°C ( $D_c \sim 4.700$  m). Em temperaturas similares (-9°C), gotas grandes de chuva congeladas e partículas de gelo foram observadas no voo AC09 (vide Figura 4.14b). Maiores gotas de chuva e um maior conteúdo de DWC são observados no voo AC09 para temperaturas mais quentes do que para o voo AC18 (não mostrado). Esses resultados mostram que diferenças na formação de partículas de nuvem são associadas com a  $D_c$  em que nuvens convectivas começam a formar gotas de chuva ou gelo, definidas anteriormente como  $D_r$  e  $D_i$ . O voo AC18 tem concentração de gotas,  $N_d$ , de até  $100 \text{ cm}^{-3}$  maior do que as medições na base da nuvem durante o voo AC09. Com essa maior  $N_d$  na base da nuvem, o crescimento de gotas via condensação em nuvens convectivas é menos intenso em função da altura devido a maior competição pelo vapor d'água entre as gotas. Nessas condições os processos de colisão e coalescência de gotas e o congelamento das mesmas é iniciado em  $D_c$  mais altos (FREUD; ROSENFELD, 2012; ROSENFELD et al., 2008). Por essa razão, a formação de gotas de chuva e partículas de gelo em nuvens convectivas do voo AC09 iniciou em  $D_c$  mais baixos do que no voo AC18 (assumindo uma nucleação secundária não significativa acima da base da nuvem). Esses aumentos das alturas  $D_r$  e  $D_i$  observadas nos voos AC09 e AC18 em comparação com o caso limpo (AC19) é também associado com a força das velocidades verticais observadas dentro das nuvens, que são maiores em casos poluídos (vide Figuras C.3c e C.3f no Apêndice C).

#### *-Regiões muito poluídas*

Cinco voos foram classificados como regiões muito poluídas (vide Tabela 4.2): AC07, AC08, AC12, AC13 e AC20. As análises microfísicas de medições coletadas em cúmulos convectivos em crescimento durante o voo AC07 já foram apresentadas na Seção 4.3.2.1. A Figura 4.15a mostra os valores medidos de  $N_d$  para o voo AC13, o qual foi realizado na mesma região do voo AC07. A figura mostra que os valores de  $N_d$  próximo da base da nuvem para o voo AC13 atingem  $\sim 2.000 \text{ cm}^{-3}$ , similar ao observado em AC07. No entanto, a taxa de decréscimo de  $N_d$  com a altura acima da base da nuvem é muito menor para o voo AC13 em

comparação ao voo AC07. Durante o voo AC13, as medições de grandes velocidades verticais (que aumentam a supersaturação e induzem nova ativação de gotas) e grandes concentrações de aerossóis acima da base de nuvem sugerem a ocorrência de nucleação secundária de gotas levando a observação de um maior valor relativo  $N_d$  com a altura. Isso é suportado pelo fato de os valores observado de  $r_e$  serem menores do que os valores calculados de  $r_{ea}$ , como mostra a Figura 4.15b. Apenas valores abaixo de 13  $\mu\text{m}$  são observados (máximo de 12  $\mu\text{m}$ ), indicando a supressão de formação de gotas de chuva. De fato, nenhuma gota de chuva foi observada nas imagens de CCP-CIP das passagens em cúmulos convectivos em crescimento neste voo, e apenas gotas de nuvem e partículas de gelo foram detectadas. A Figura 4.16 mostra a DSD e as imagens CCP-CIP quando a glaciação é iniciada ( $D_i \sim 4800$  m). Esses resultados evidenciam o impacto dos aerossóis em inibir a formação de gotas de chuva devido à geração de  $N_d$  maiores e respectivos  $r_e$  menores, que levam à supressão dos processos de colisão e coalescência em regiões muito poluídas.

Os valores medidos de  $N_d$  nos voos AC08, AC12 e AC20 foram maiores acima da base da nuvem do que na base da nuvem para várias passagens (especialmente nos voos AC08 e AC20, vide Figuras C.6 e C.7 no Apêndice C para estes voos). Nesses voos os valores de  $r_e$  foram menores do que os valores estimados de  $r_{ea}$  em função de  $D_c$  e fortes correntes ascendentes (de até 15  $\text{m s}^{-1}$ ) foram observadas. A aceleração das correntes verticais acima da base da nuvem aumenta a supersaturação e, portanto induzem a ativação secundária de gotas. Para voos em que foi observado o aumento de  $N_d$  com a altura, altas concentrações de aerossóis foram observadas indicando a nucleação secundária de gotas acima da base da nuvem. As figuras C.6 no Apêndice C mostram que os perfis de nuvem foram realizados até  $D_c \sim 3500$  m. Até essa profundidade de nuvem os valores medidos de  $r_e$  foram menores do que 13  $\mu\text{m}$  indicando a supressão da formação de gotas de chuva. A análise dos dados dos sensores de nuvens e imagens do CCP-CIP indicou que de fato nenhuma gota de chuva foi observada nesses voos (não mostrado). As medições dos voos AC07 e AC13 sobre regiões muito poluídas da Amazônia sugerem que nenhuma gota de chuva é formada em nuvens convectivas em crescimento. Ao invés disso, partículas grandes de precipitação são formadas em temperaturas frias na forma de gelo. A  $D_c$  em que essas partículas de gelo são formadas depende do tamanho das gotas de nuvem ( $r_e$ ) em temperaturas mais frias

(gotas grandes congelam mais cedo ou em  $D_c$  mais baixas) [PRUPPACHER et al., 1998]. Isso foi documentado anteriormente por inferências de satélite (ROSENFELD et al., 2011), onde temperaturas de glaciação de nuvens convectivas foram fortemente dependentes do tamanho de  $r_e$  na isoterma de  $-5\text{ }^\circ\text{C}$ , onde valores menores de  $r_e$  estavam correlacionados com temperaturas menores de glaciação.

#### 4.3.2.3. Discussões

Os resultados de medições dos sensores de nuvem sobre regiões limpa, poluída, e muito poluída evidenciam o papel dos aerossóis na formação de chuva e gelo em cúmulos convectivos em crescimento. A Figura 4.17 resume as profundidades estimadas acima da base da nuvem em que a formação de chuva e gelo é observada ( $D_r$  e  $D_i$ ), assim como a estimada  $D_c$  para iniciação de chuva como indicado por  $r_{ea}$  para o valor de  $D_{13}$ . Essa figura mostra a relação próxima entre  $N_a$  e  $D_r$ , onde  $D_r = (5 \pm 0,7) \cdot N_a$ , demonstrando a capacidade de previsão da altura mínima em que é esperada a formação de gotas de chuva baseada na concentração de gotas na base da nuvem. Para voos em que chuva foi observada (AC19, AC18 e AC09),  $D_r$  ocorreu em alturas um pouco maiores do que  $D_{13}$ . Para casos onde não foram observados chuva e gelo (AC08, AC12, AC20), o valor estimado de  $D_{13}$  não foi atingido durante os voos de perfilamento da aeronave HALO. Além disso,  $D_{13}$  e  $D_i$  mostram valores similares para o voo AC07, enquanto para o voo AC13 os valores são menos comparáveis (provavelmente devido à superestimativa de  $N_a$ , e conseqüentemente  $D_{13}$ , causada por nucleações secundárias acima da base da nuvem).

A relação linear entre  $N_a$  e  $D_{13}$  indica uma inclinação da regressão em torno de  $5\text{ m}(\text{cm}^{-3})^{-1}$  entre  $D_{13}$  e o valor calculado de  $N_a$  para Amazônia durante o período de transição entre estação seca e chuvosa. Esse valor é ligeiramente maior do que os valores observados por Freud e Rosenfeld (2012) para outras localidades do globo (e.g., Índia e Israel).

Para o voo na condição mais limpa (AC19), a presença de grandes partículas de aerossol (possivelmente GCCN do *spray* marinho) abaixo da base da nuvem leva a um crescimento mais rápido de gotas de nuvem com a altura via condensação, e conseqüentemente  $r_e$  é menor do que  $13\text{ }\mu\text{m}$  (vide Figura 4.11a) para iniciação de processos de chuva quente. Uma diminuição similar do valor de  $r_e$  para iniciação de chuva foi observado por Konwar et al. (2012).

A Figura 4.18 resume os resultados para os voos de perfilamento vertical. Ela ilustra o desenvolvimento vertical do conteúdo de água de precipitação por símbolos representando a quantidade de DWC e MPWC em função de  $D_c$  e valores medidos de  $r_e$ . Além disso, as linhas de  $r_{ea}$  são mostradas em função de  $D_c$ . A figura mostra que gotas de chuva se formam quando  $r_e$  é  $\sim 13 \mu\text{m}$  para voos AC09 e AC18. Para o voo AC19 o valor de  $r_e$  para iniciação de chuva é ligeiramente menor ( $12 \mu\text{m}$ ), provavelmente devido ao *spray* marinho contendo GCCN, que acelera os processos de coalescência para um dado  $r_e$ . A precipitação na fase mista foi iniciada para os voos AC07 e AC13 bem abaixo da altura de  $D_{13}$ , em  $r_e$  de  $12$  e  $10 \mu\text{m}$ , respectivamente. Gelo começou a se formar em temperaturas menores quando gotas de nuvem são menores, como manifestado por  $D_i$  igual a  $-9^\circ\text{C}$  e  $-14^\circ\text{C}$  para os voos AC07 e AC13, respectivamente. Os demais voos não atingiram a altura para o início de formação de chuva (AC08, AC12 e AC20).

*É evidente que gotas de chuva se formam mais rápido via processos de colisão e coalescência em atmosferas mais limpas. Para casos poluídos, gotas de chuva se formam via colisão e coalescência em temperaturas mais frias ( $\sim 0^\circ\text{C}$  e mais frio) do que em condições limpas. A formação de chuva pode ser iniciada em temperaturas superesfriadas, e.g.,  $-5^\circ\text{C}$  no voo AC18. As gotas de chuva documentadas iniciaram o congelamento a  $-9^\circ\text{C}$  no voo AC09. Em condições muito poluídas, apenas gotas de nuvem, mas não gotas de chuva são observadas para  $D_c < 4000$  m. Nesses casos, a precipitação foi iniciada como partículas de gelo para  $D_c > 4000$  m. Esses voos com processos de colisão e coalescência totalmente suprimidos foram realizados sobre a região poluída do arco do desflorestamento e sobre a cidade de Manaus. Medições de velocidades verticais intensas, as quais que aumentam a supersaturação dentro da nuvem e resultam em  $N_d$  maiores acima da base da nuvem, indicaram novas nucleações de gotas para o voo AC13 (não observada no voo AC07) na medida em que os cúmulos convectivos se desenvolviam. Essa nucleação secundária leva a observação de menores valores de  $r_e$ . Para voos onde a nucleação secundária foi significativa, as diferenças entre os valores estimados de  $r_{ea}$  e as medições de  $r_e$  na mesma altura foram maiores, porque a estimativa adiabática não considera a nucleação secundária de gotas acima da base da nuvem e, portanto, superestima os tamanhos observados.*

#### 4.4. Conclusões

Esse estudo focou nos efeitos das concentrações de aerossóis na iniciação de formação de gotas de chuva e partículas de gelo em cúmulos convectivos crescentes sobre a Amazônia. Dados de sensores contadores de aerossóis e gotas de nuvem a bordo da aeronave HALO foram usados nas análises. Os valores estimados de  $N_a$  na base da nuvens foram aplicados para classificar as condições atmosféricas em que as nuvens convectivas se desenvolveram em função das concentrações de aerossóis (i.e. regiões limpas, poluídas e muito poluídas). A partir do valor estimado de  $N_a$ , a evolução de  $r_{ea}$  (i.e., o  $r_e$  teórico assumindo o crescimento adiabático de gotas) com a profundidade acima da base da nuvem ( $D_c$ ) foram comparados com o valor observado de  $r_e$  para várias alturas. Um valor de DWC de  $0,01 \text{ g m}^{-3}$  foi usado como limiar de iniciação de chuva e glaciação dentro de nuvens convectivas. Imagens do sensor CCP-CIP foram usadas para detectar a presença de gotas de chuva e/ou partículas de gelo. Os resultados suportam o uso de  $r_e \sim 13\text{-}14 \text{ }\mu\text{m}$  como limiar de iniciação de chuva em nuvens convectivas. A evolução dos valores medidos de  $r_e$  em função de  $D_c$  tem valores similares aos valores calculados de  $r_{ea}$  com pequenas diferenças em função da distribuição de partículas de aerossóis. A iniciação de chuva ocorreu mais alta em nuvens mais poluídas, como manifestado pelo maior  $D_c$ . A chuva foi iniciada em níveis superesfriados em ambientes moderadamente poluídos. Em ambientes muito poluídos, a formação de chuva por colisão e coalescência foi completamente suprimida. Isso foi exacerbado pela ocorrência de nucleação secundária acima da base da nuvem, que também reduziu os valores de  $r_e$  em comparação com  $r_{ea}$ . A iniciação de gelo também foi atrasada para maiores  $D_c$  em ambientes mais poluídos, porque gotas menores congelam em temperaturas menores. A glaciação foi iniciada principalmente pelo congelamento de gotas de chuva em casos em que os processos de colisão e coalescência não foram completamente suprimidos. Ambos os valores de  $D_{13}$  e  $D_r$  aumentaram linearmente com  $N_a$ , em concordância com as considerações teóricas de Freud e Rosenfeld (2012). Apesar da suspeita de ocorrência de nucleação secundária de gotas,  $r_e$  foi suficientemente próximo ao  $r_{ea}$  permitindo a relação linear na forma de  $D_r = (5 \pm 0,7) \cdot N_a$ . As observações sugerem também que, na ausência de nucleação secundária,  $D_{13}$  é muito similar ao  $D_i$  em condições muito poluídas, onde gotas de chuva não são formadas em temperaturas mais quentes.

Esses resultados mostram que mesmo quantidades moderadas de poluição, que cobrem a maioria da bacia amazônica durante a época seca, são suficientes para suprimir a formação de chuva por colisão e coalescência e elevar o início desse processo acima do nível de 0°C. Isto resulta na supressão de chuva em nuvens pequenas e envigoração de nuvens profundas, como sugerido por Rosenfeld et al. (2008). Enquanto o efeito em superfície da quantidade de chuva é incerto, a redistribuição de intensidades de chuva e dos perfis verticais resultantes de calor latente é propensa a afetar o ciclo hidrológico regional de forma que necessitam ser estudados no futuro.

#### 4.5. Tabelas

Tabela 4.1. Descrição de sensores de nuvem, intervalos de tamanho e formatos de hidrometeoros observados com imagens do CCP-CIP usados para calcular CWC, DWC, RWC e MPWC.

Abreviação	Instrumento	Intervalo de tamanho	Tipos de hidrometeoros
CWC	CCP-CDP/CAS-DPOL	3-50 $\mu\text{m}$	Gotas de nuvem
DWC	CCP-CIP	75-250 $\mu\text{m}$	Gotas de nuvem e chuva
RWC	CCP-CIP	250-960 $\mu\text{m}$	Gotas de nuvem e chuva
MPWC	CCP-CIP	75-960 $\mu\text{m}$	Gotas de nuvem e partículas de gelo

Tabela 4.2. Classificação de cada voo em função de  $N_a$  na base da nuvem. Os valores de altura da base da nuvem ( $C_{bh}$ ) e temperatura ( $T$ ),  $D_{13}$ ,  $D_r$  e  $D_i$  são também mostrados para medições em nuvens convectivas para cada voo.

Voo	$C_{bh}$ (m) / $T$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$N_a$ ( $\text{cm}^{-3}$ )	$D_{13}$ (m)	$D_r$ (m)	$T$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$D_i$ (m)	$T$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	Classificação
AC07	1900 / 15	963	4500	-	-	4537	-9.1	muito poluído
AC08	1100 / 20	920	3900	-	-	-	-	muito poluído
AC09	1200 / 19.5	566	2400	3000	2.4	5217	-9.2	poluído
AC12	2200 / 15.5	1546	9000	-	-	-	-	muito poluído
AC13	2200 / 15.5	1080	5500	-	-	4800	-14.1	muito poluído
AC18	1700 / 17	666	2900	3800	-5.7	-	-	poluído
AC19	600 / 22	276	1000	1660	10	-	-	limpo
AC20	1900 / 16.5	987	5000	-	-	-	-	muito poluído

#### 4.6. Figuras

Figura 4.1 Regiões dos voos experimentais com perfilamento de nuvem da aeronave HALO durante a campanha ACRIDICON-CHUVA. O número de voo é indicado abaixo da figura por cores.

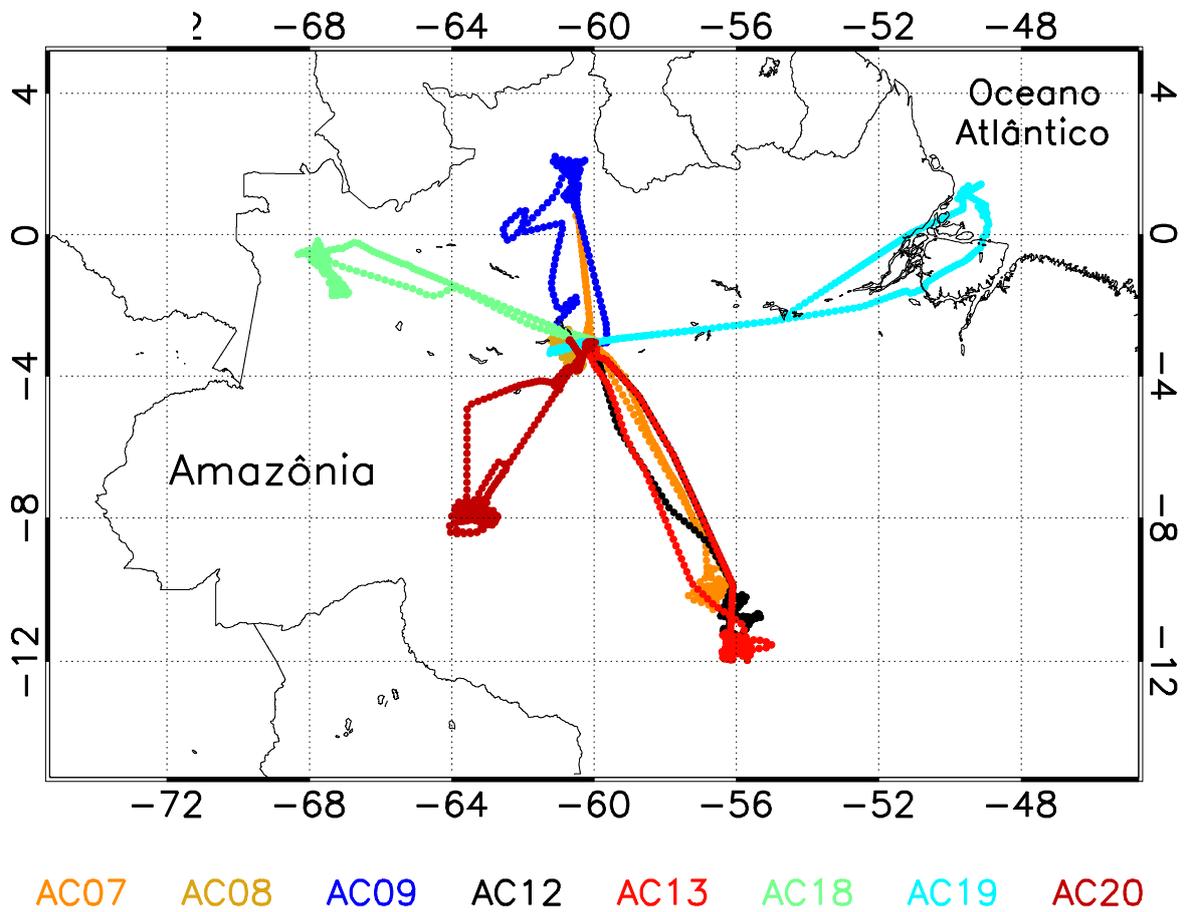


Figura 4.2. a) Probabilidade de precipitação em função dos valores de  $r_e$  para o sensor CCP-CDP para diferentes limiares de DWC (preto – DWC > 0,01 g m<sup>-3</sup>; azul – DWC > 0,02 g m<sup>-3</sup>; verde – DWC > 0,03 g m<sup>-3</sup>; laranja – DWC > 0,05 g m<sup>-3</sup>; vermelho – DWC > 0,1 g m<sup>-3</sup>). b) Idem ao item (a), exceto para o sensor CAS-DPOL. As linhas tracejadas indicam o número de casos (em segundos para cada passagem de 1 s em nuvens) para cada intervalo de tamanho de  $r_e$  (eixo direito);

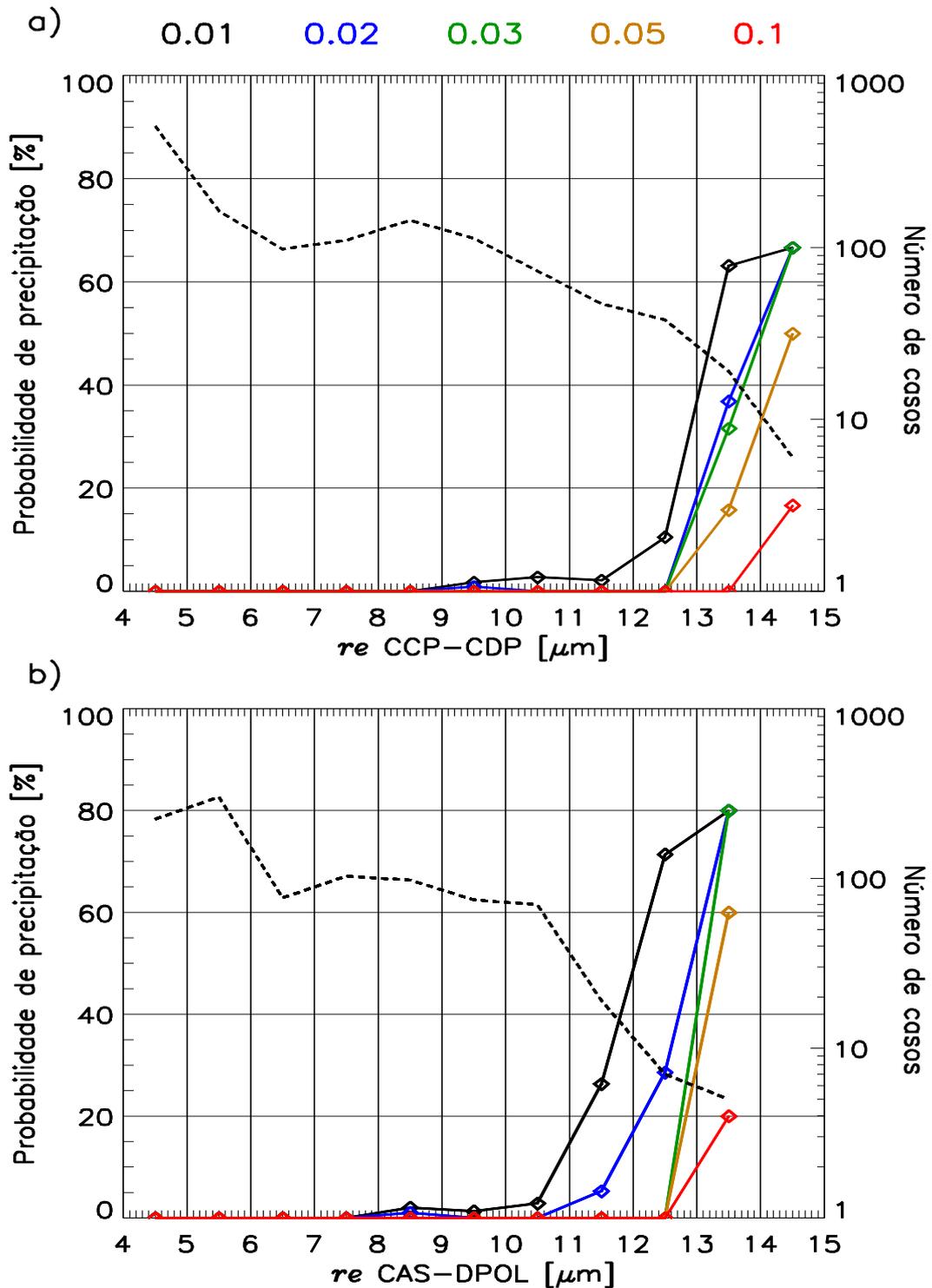


Figura 4.3 Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) calculados com os dados do sensor CCP-CDP versus  $r_e$  calculados com os dados do sensor CAS-DPOL para todos os voos mostrados na Figura 4.1.

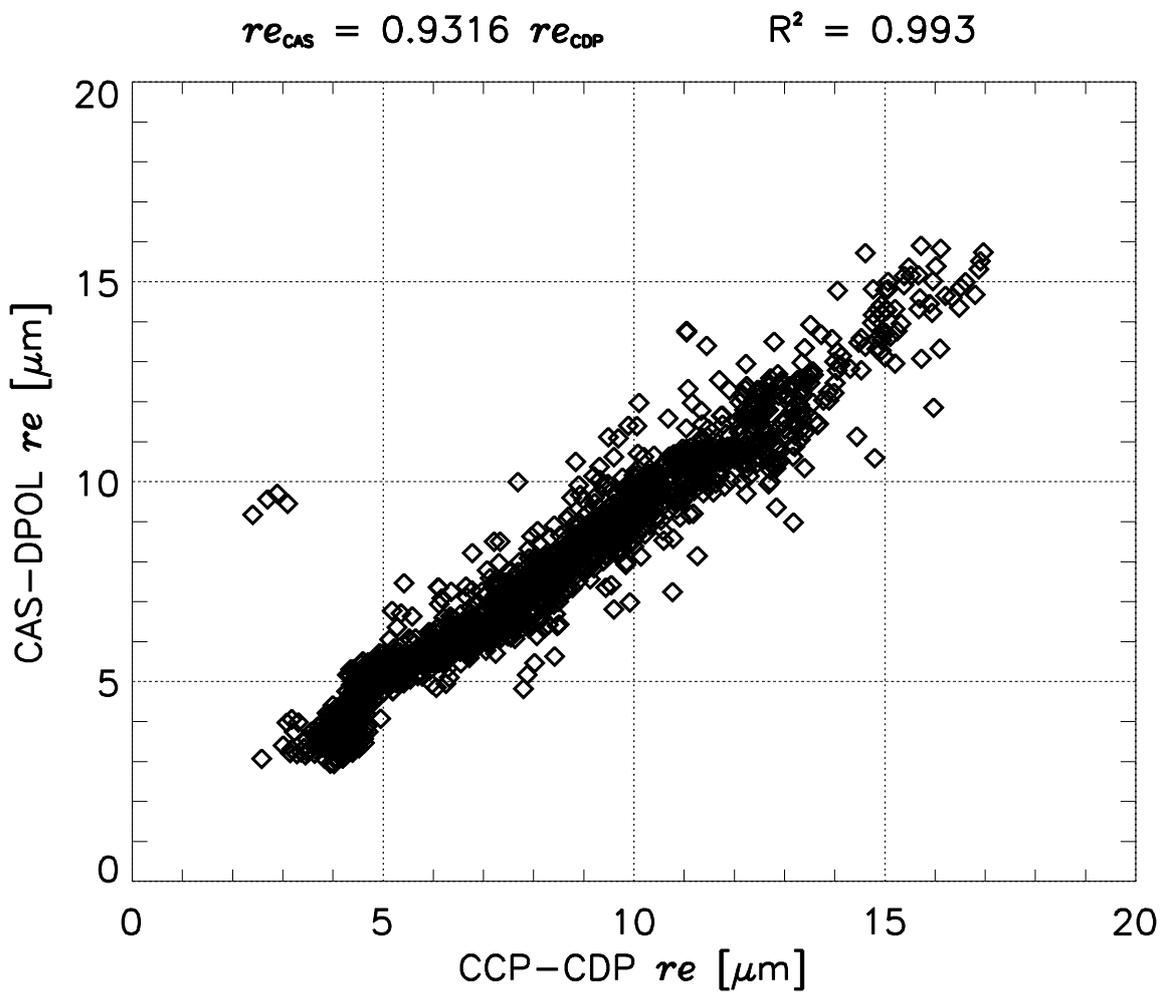


Figura 4.4. a) Raio médio de gotas de nuvem versus raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) para 1-Hz de distribuição de tamanho de gotas médio utilizando dados do sensor CCP-CDP medidos durante vários voos sobre a Amazônia; b) idem ao item (a), exceto para CAS-DPOL. As cores estão relacionadas com os diferentes voos realizados. O número de medições utilizadas para ajustar as equações lineares está denotado por “n” na legenda à direita. A relação linear média entre de  $r_e$  e  $r_v$  para todos os voos é mostrada abaixo das relações lineares para cada voo na cor preta.

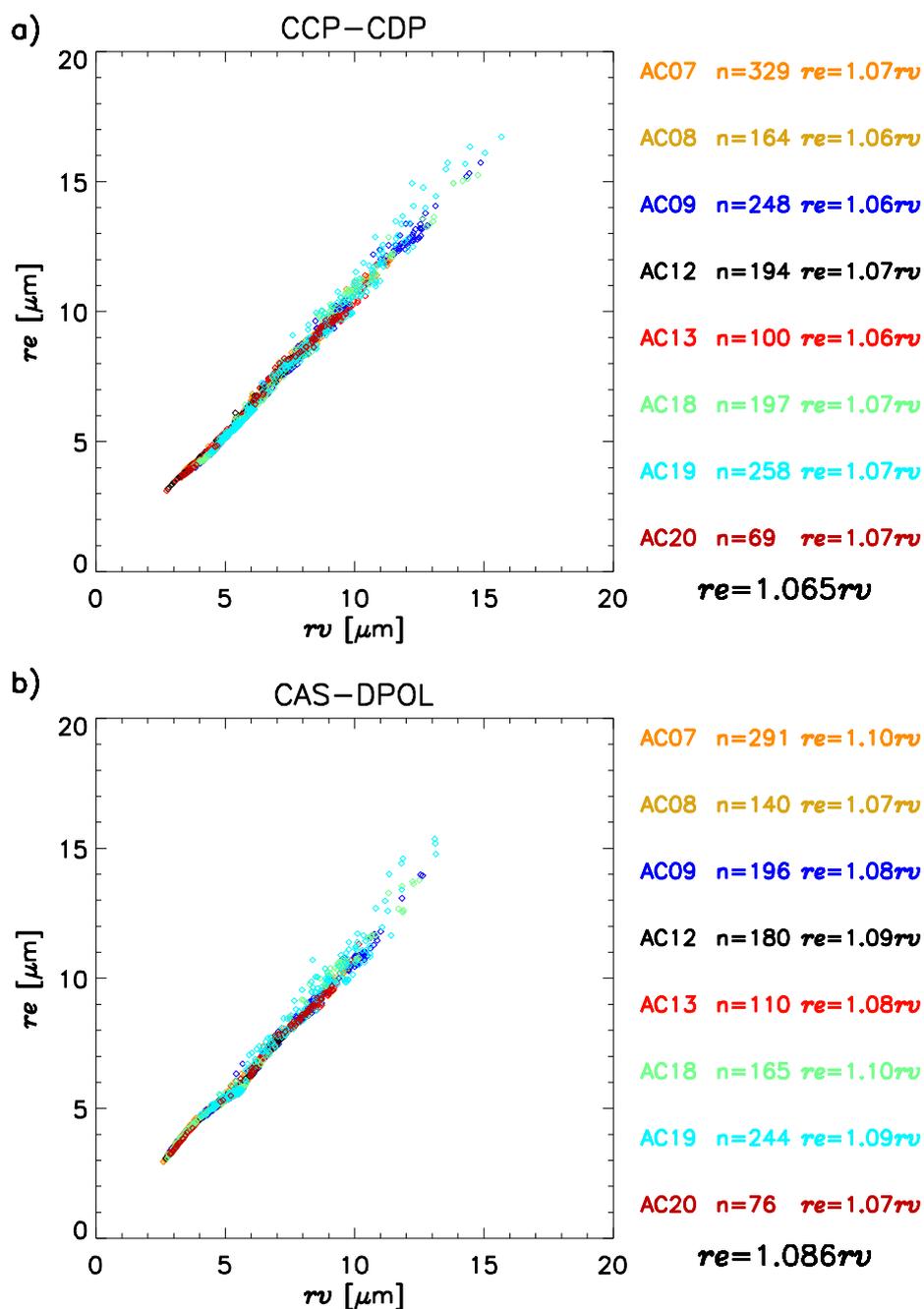


Figura 4.5 Concentração de gotas de nuvem medidas com o sensor CCP-CDP em função da temperatura para o voo AC07. Cada ponto indica a concentração média em 1-s de medição. O tempo amostrado (N) e o horário inicial aproximado das medições de perfis de nuvens estão mostrados no topo do painel.

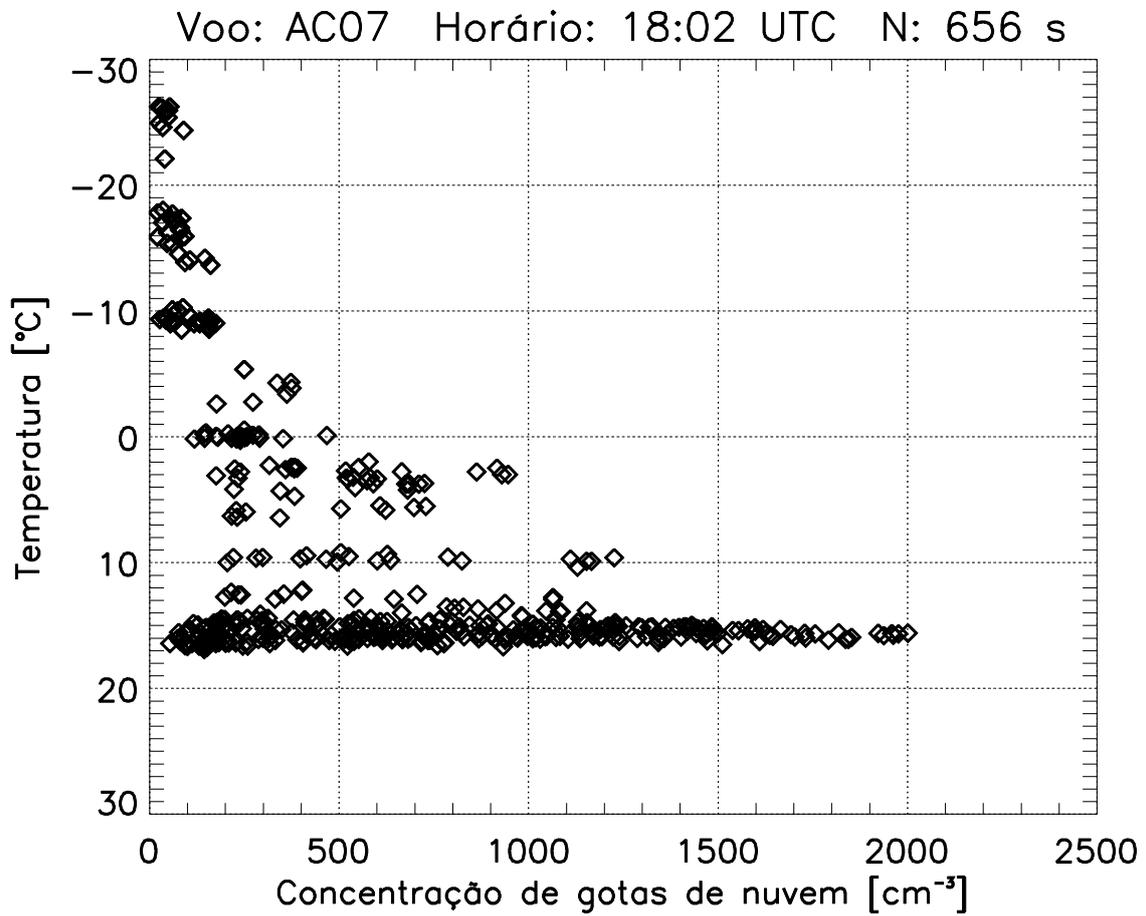


Figura 4.6. a) Distribuição média de gotas de nuvem calculadas a partir de dados do sensor CCP-CDP para medições na base da nuvem durante o voo AC07. O número do voo, horário inicial das passagens e duração em segundos são mostrados no topo do gráfico. O número total médio de gotas de nuvem ( $N_{dmean}$ ), o número máximo de gotas de nuvem ( $N_{dmax}$ ) em 1-s para essas passagens de nuvens, a altura (H) e temperatura (T) aproximada durante a passagem são mostradas no canto superior-direito do gráfico; b) O raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) calculados a partir do CCP-CDP em função da temperatura está indicado por pontos. A linha preta indica o valor estimado de raio efetivo adiabático ( $r_{ea}$ ) em função da temperatura.

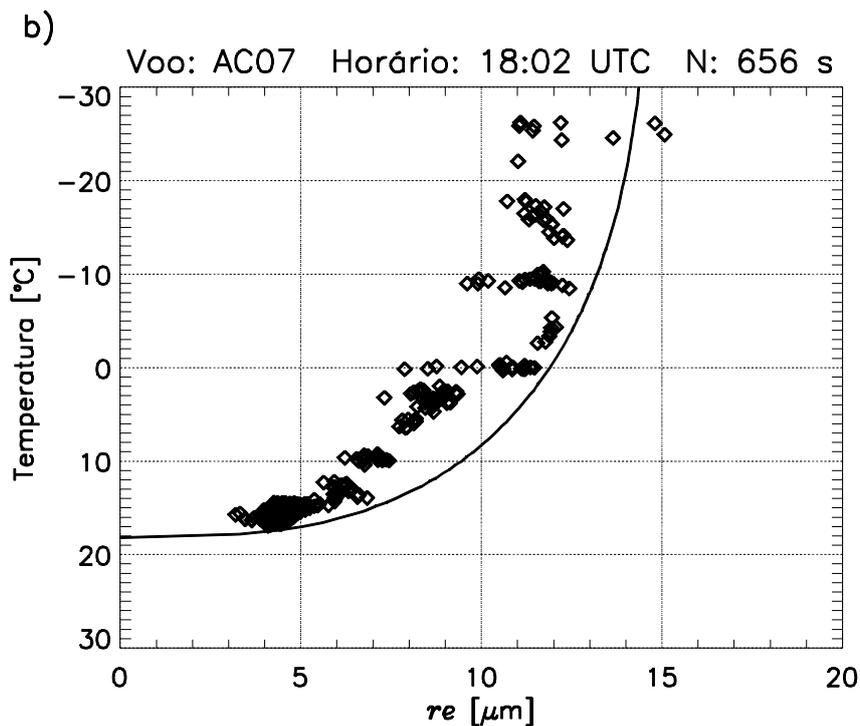
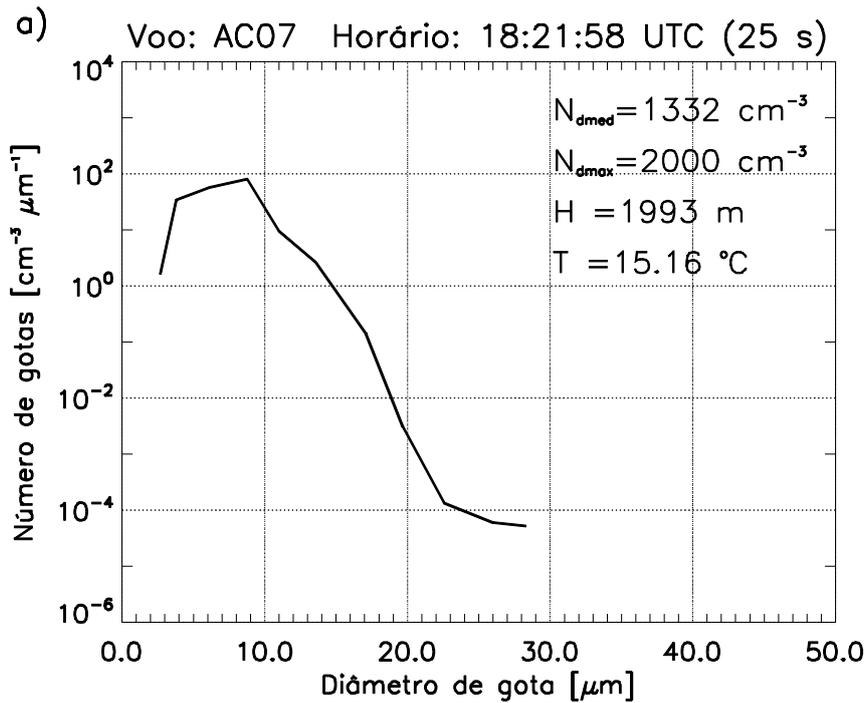
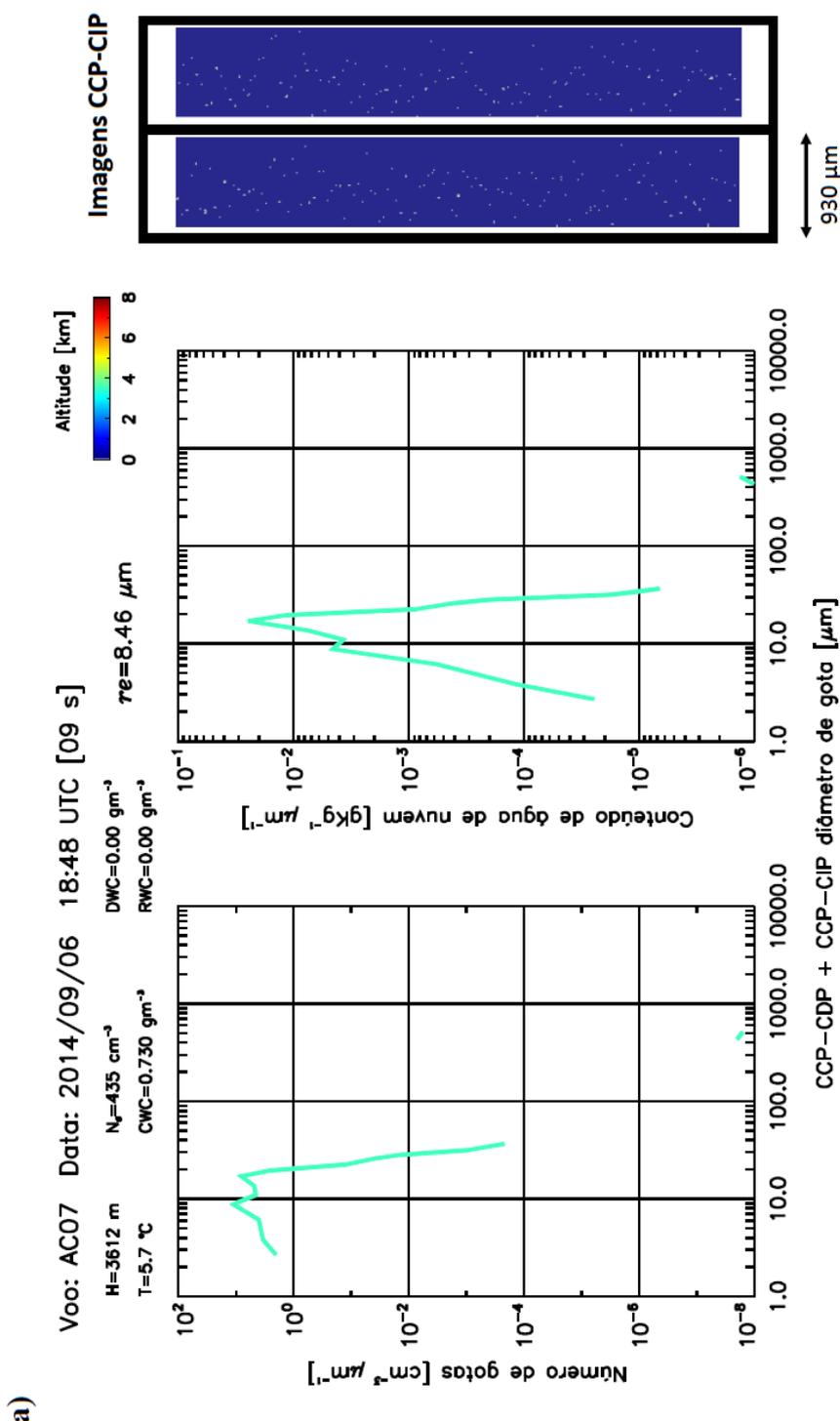
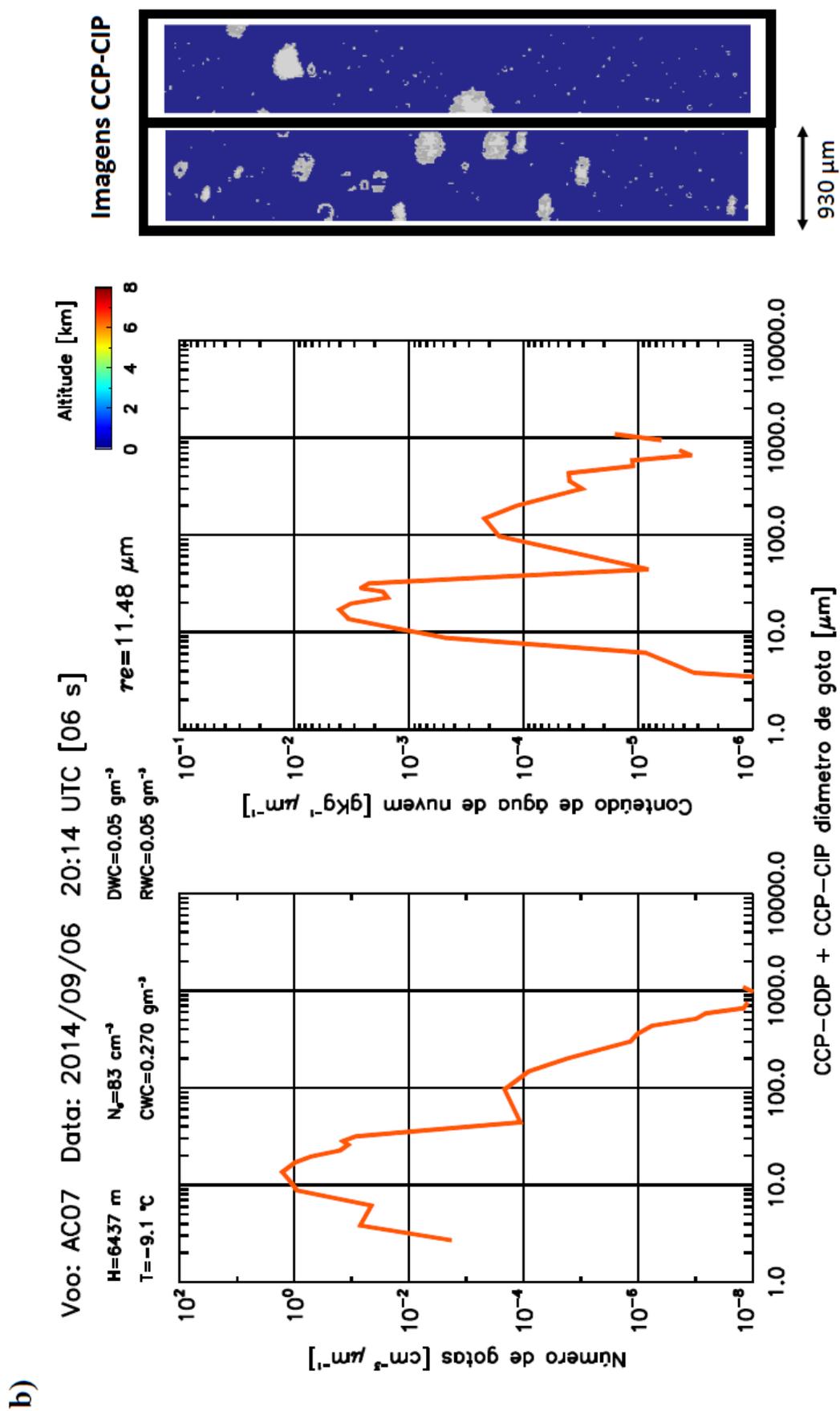


Figura 4.7. Integração de figuras ilustrando simultaneamente a distribuição média de gotas a partir de dados de dos sensores CCP-CDP e CCP-CIP (painel inferior), o conteúdo médio de água de nuvem (CWC) (painel do meio) e as imagens do sensor CCP-CIP correspondentes a diversas passagens do voo AC07 (muito poluído). Indicados no topo dos painéis estão o número do voo com o HALO, data, horário de medição (UTC), duração da passagem de nuvem em segundos, temperatura (T), altitude (H) e valores médios do número total de gotas de nuvem ( $N_d$ ), CWC, DWC, RWC e  $r_e$ . A barra de cores (e correspondente cor das linhas dos gráficos) indica a altura do voo durante a passagem em nuvens.



Figuras 4.7 – Continuação.



Figuras 4.7 – Continuação.

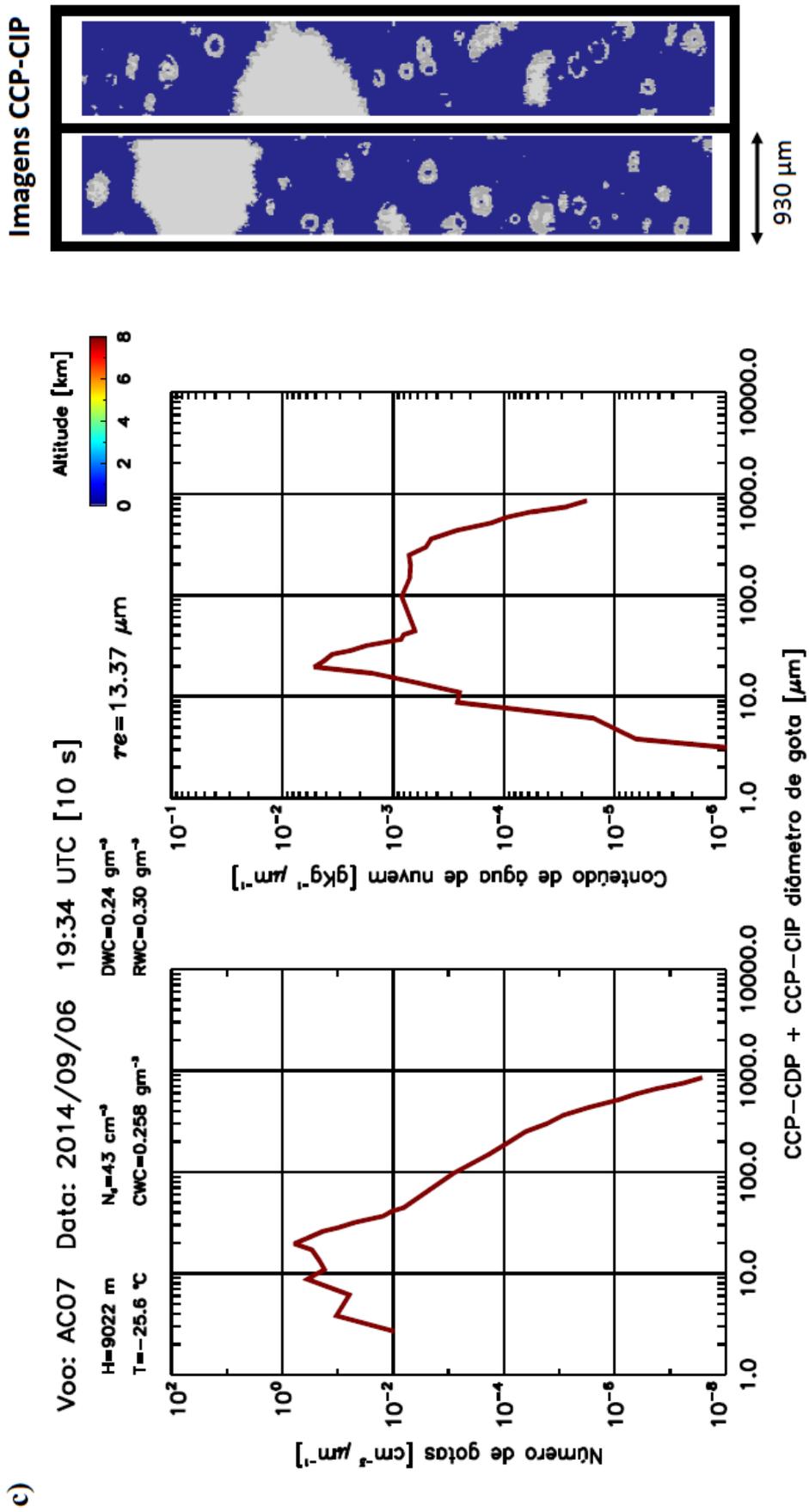


Figura 4.8 Imagem tirada na cabine da aeronave HALO antes da penetração do avião em nuvens convectivas com atividade elétrica durante o voo AC07. Neste caso, a passagem ocorreu a uma altitude de 9.022 m (temperatura ~ -25°C) e o máximo CWC medido dentro da nuvem foi de 0,55 g m<sup>-3</sup>.



Figura 4.9. a) Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) em função da profundidade da nuvem ( $D_c$ ) medidos com o sensor CCP-CDP durante o voo AC07 (muito poluído)[painel superior]. A linha contínua indica o raio efetivo de gotas estimado para um crescimento adiabático ( $r_{ea}$ ) a partir da base da nuvem, e as linhas tracejadas indicam valores de  $r_{ea}$  considerando a incerteza da estimativa. A altura da isoterma de 0°C é indicada por segmento horizontal de linha preta que atravessa a linha de  $r_{ea}$ . O número adiabático de gotas estimado na base da nuvem ( $N_a$ ) é mostrado no topo da figura. O painel inferior é similar ao superior, exceto para o conteúdo de água de nuvem (valores adiabáticos são mostrados por linhas).

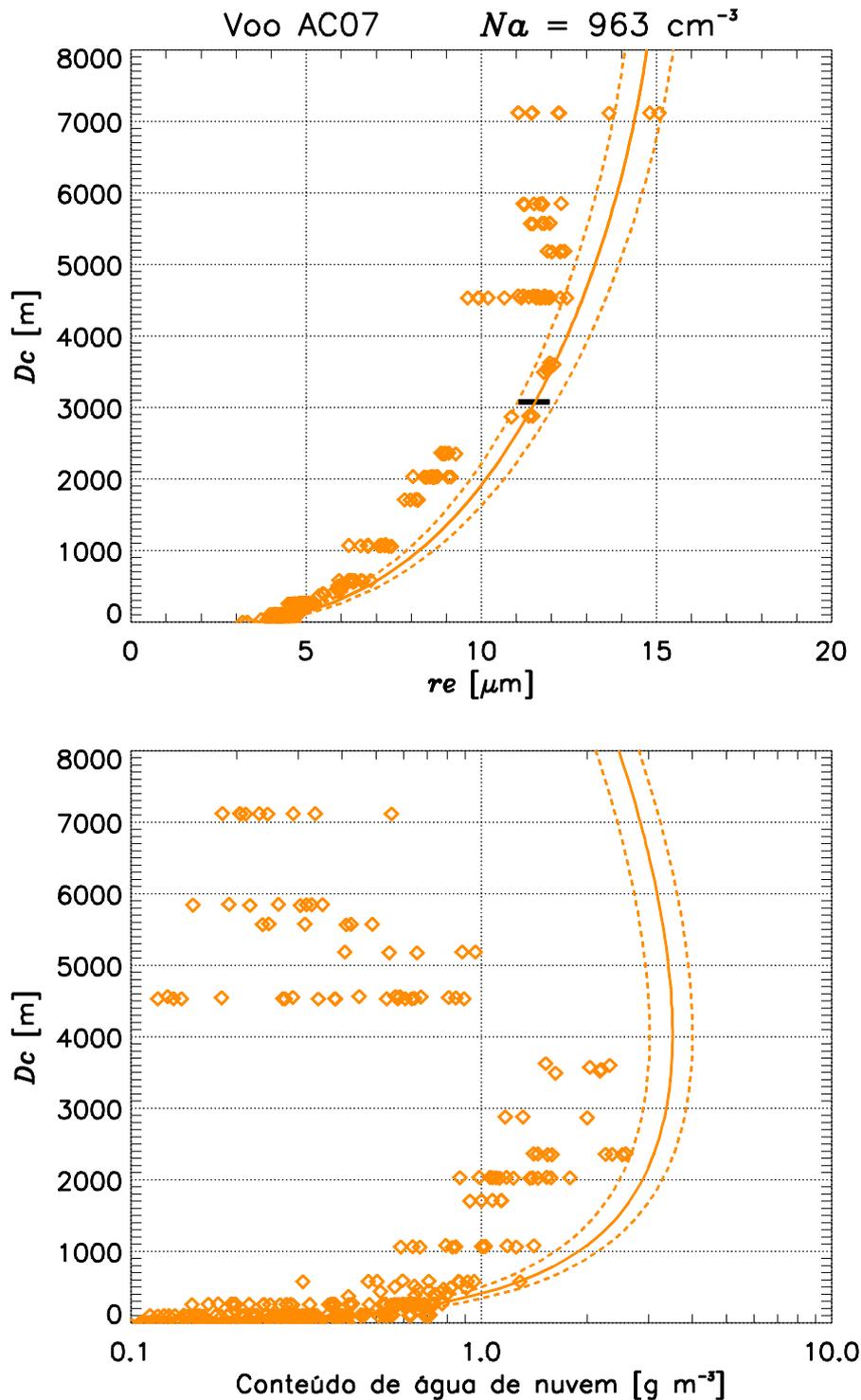
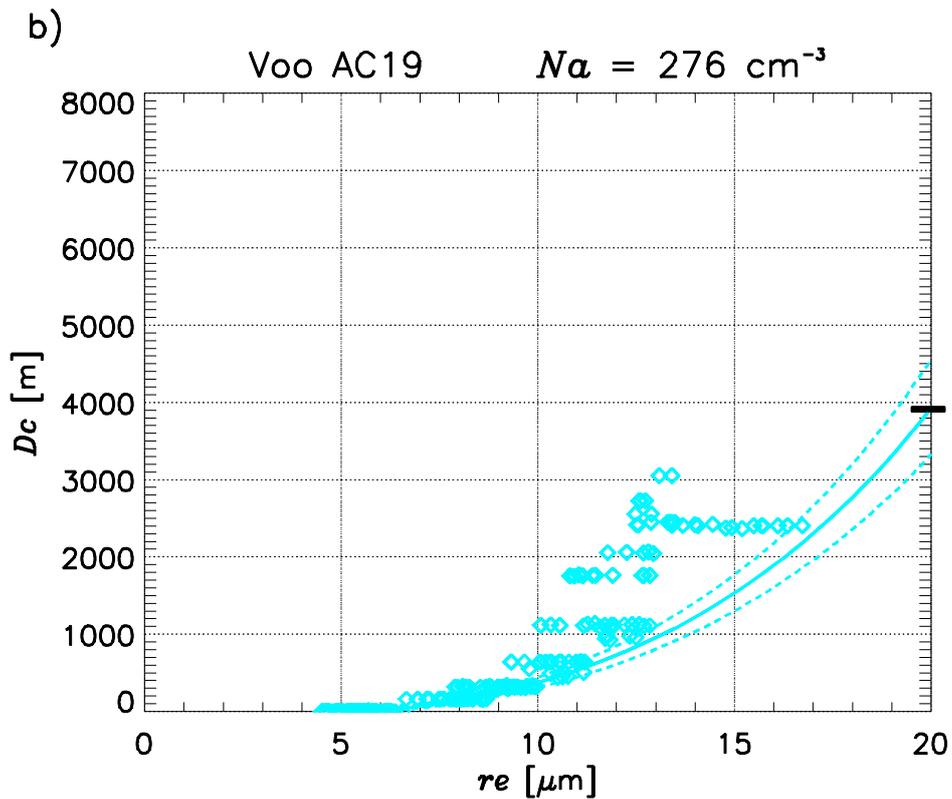
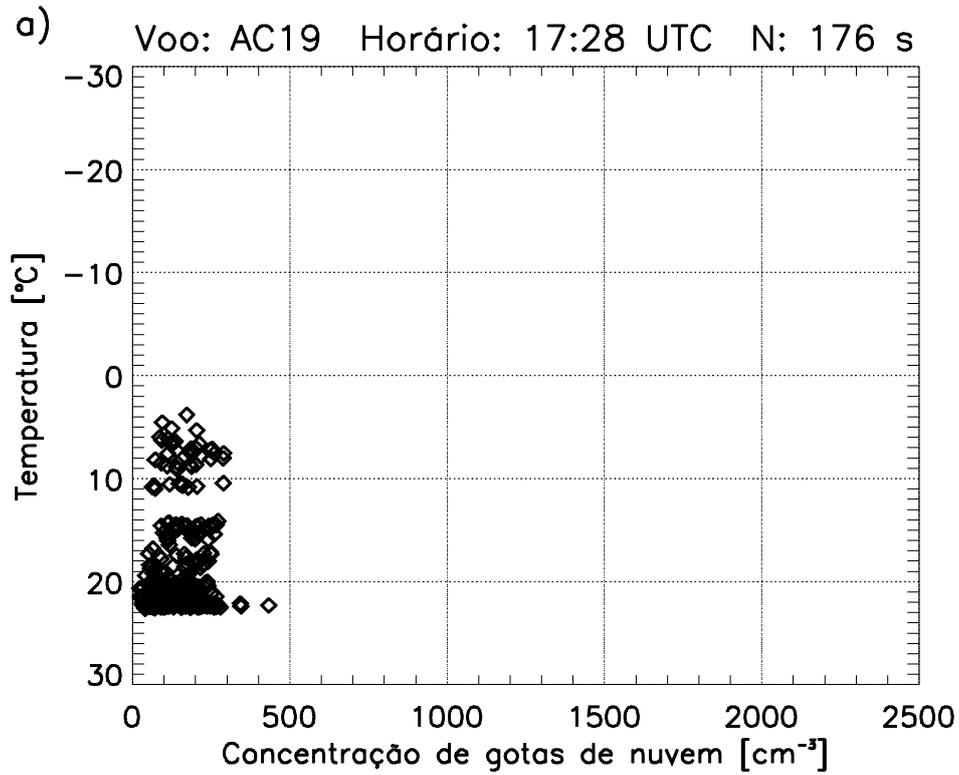
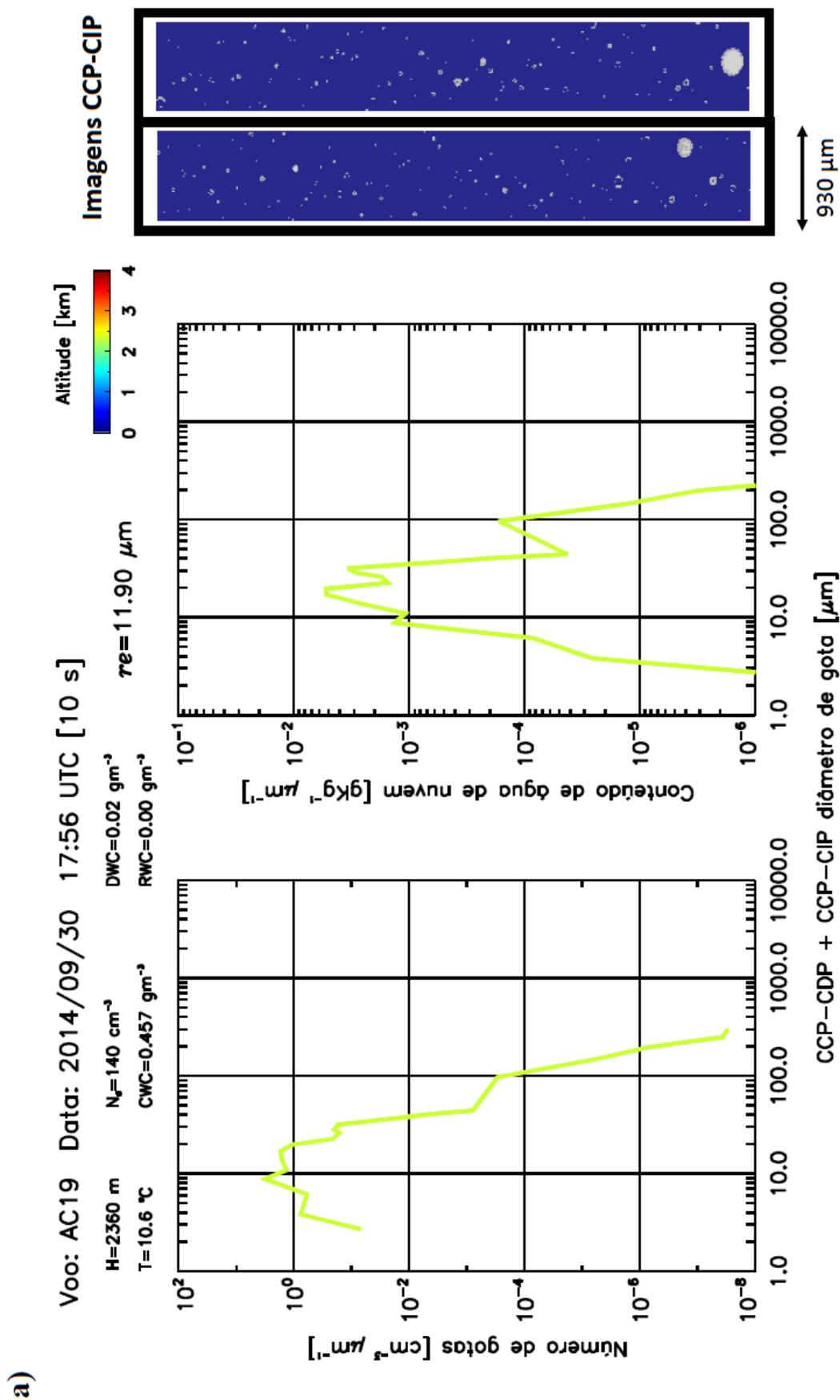


Figura 4.10. a) Concentração de gotas de nuvem medidas com o sensor CCP-CDP em função da temperatura para o voo AC19 (limpo). Cada ponto indica a concentração média de 1 s de medição. A amostra de tempo (N) em segundos e o horário inicial de perfilamento das nuvens convectivas são mostrados no topo do painel. b) Idem à Figura 4.9a, exceto para o voo AC19.



Figuras 4.11 Idem à Figura 4.7 para o voo AC19 (limpo).



Figuras 4.11 – Continuação.

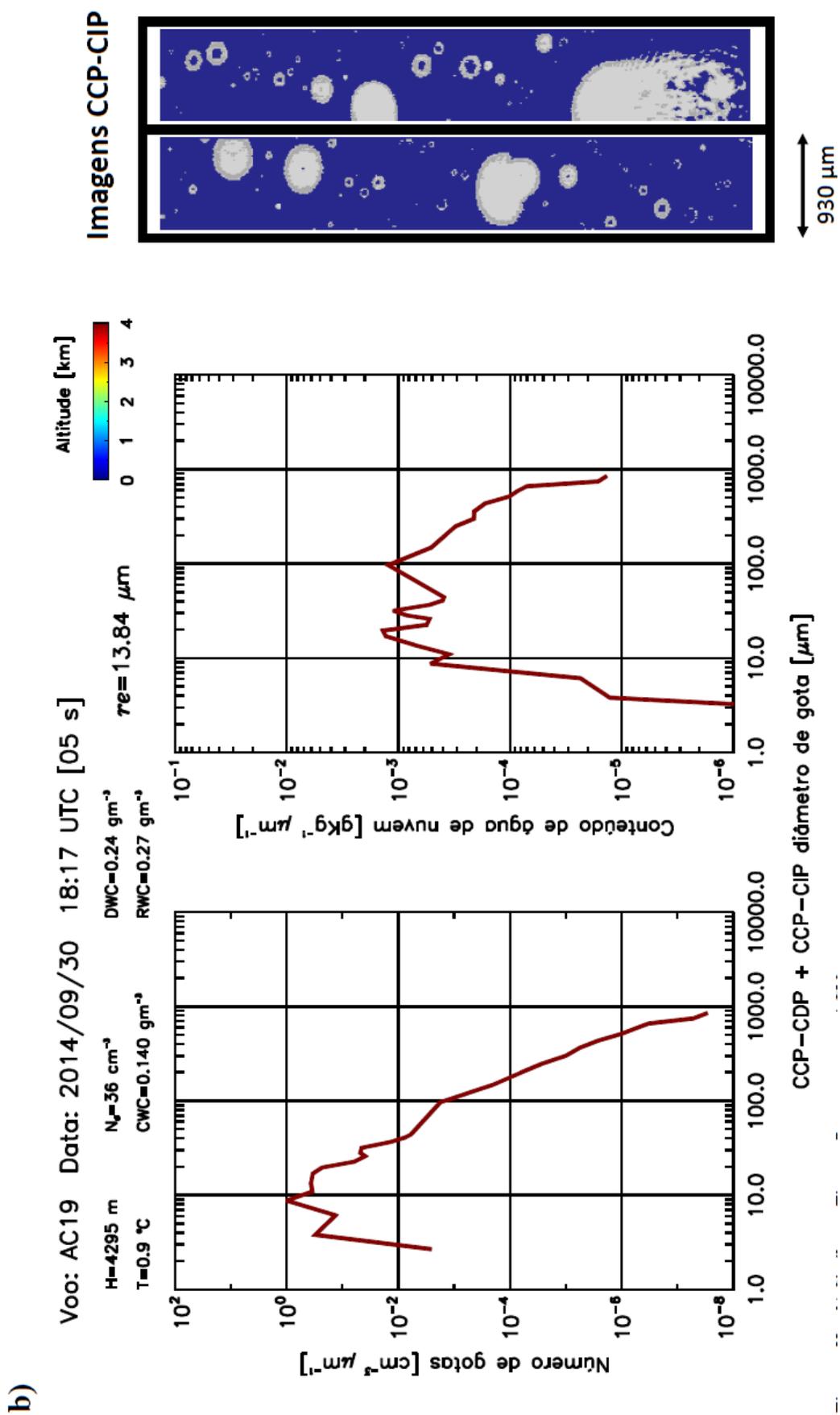


Figura 4.12 Distribuições de número acumuladas de tamanhos de aerossóis abaixo da base da nuvem calculadas com o sensor PCASP-100X (linhas sólidas) e com o sensor CCP-CDP (linhas tracejadas) para os voos AC12, AC18 e AC19, representando, respectivamente, regiões muito poluídas, poluídas e limpas.

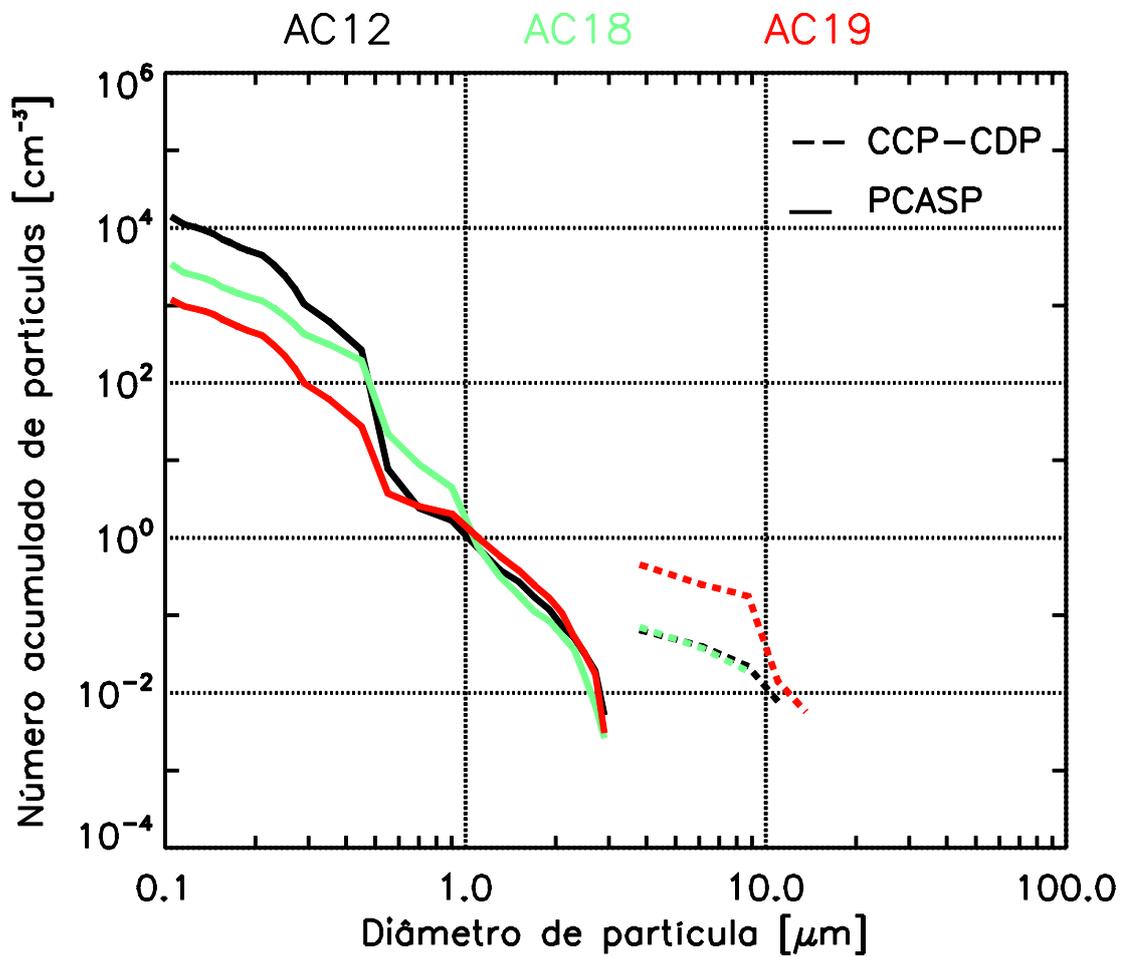
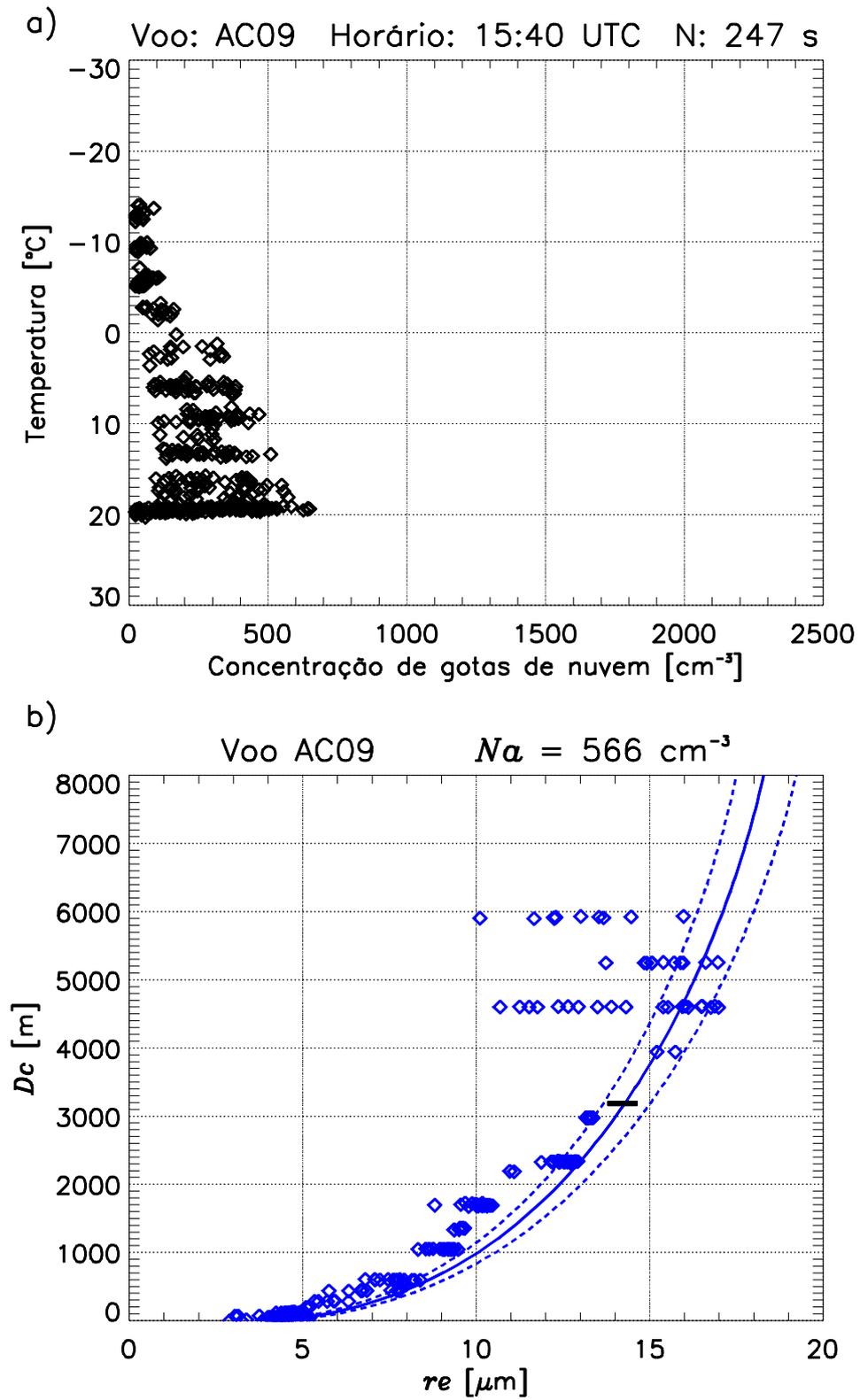
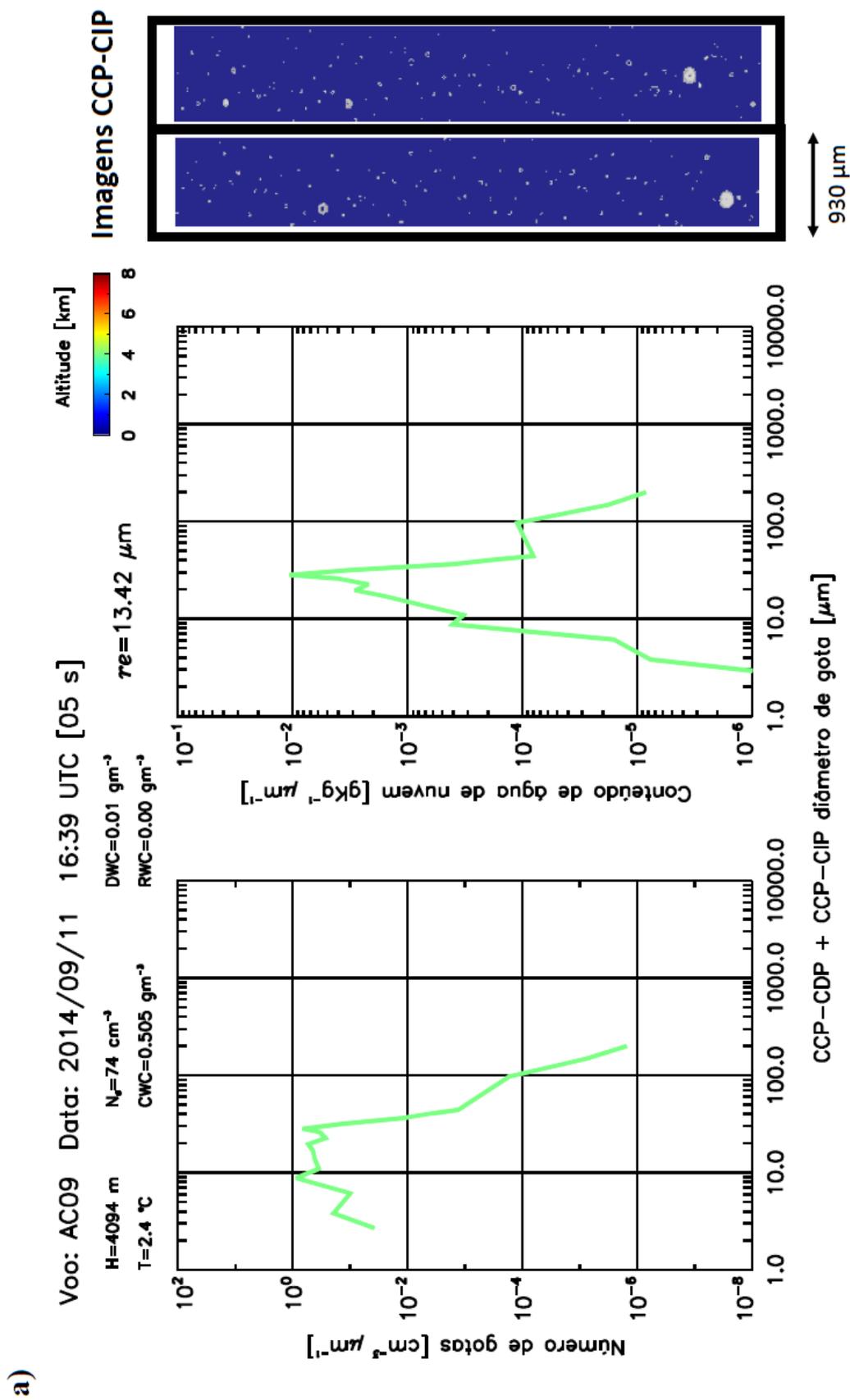


Figura 4.13. Idem à Figura 4.10, exceto para o voo AC09 (poluído).



Figuras 4.14 Idem à Figura 4.7, exceto para o voo AC09 (poluído).



b)

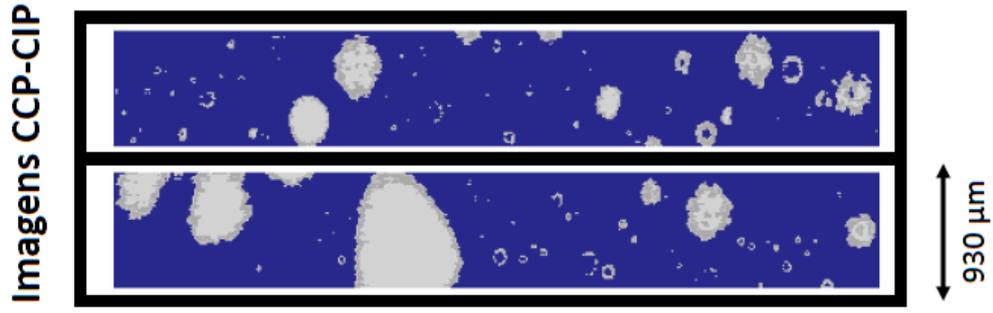
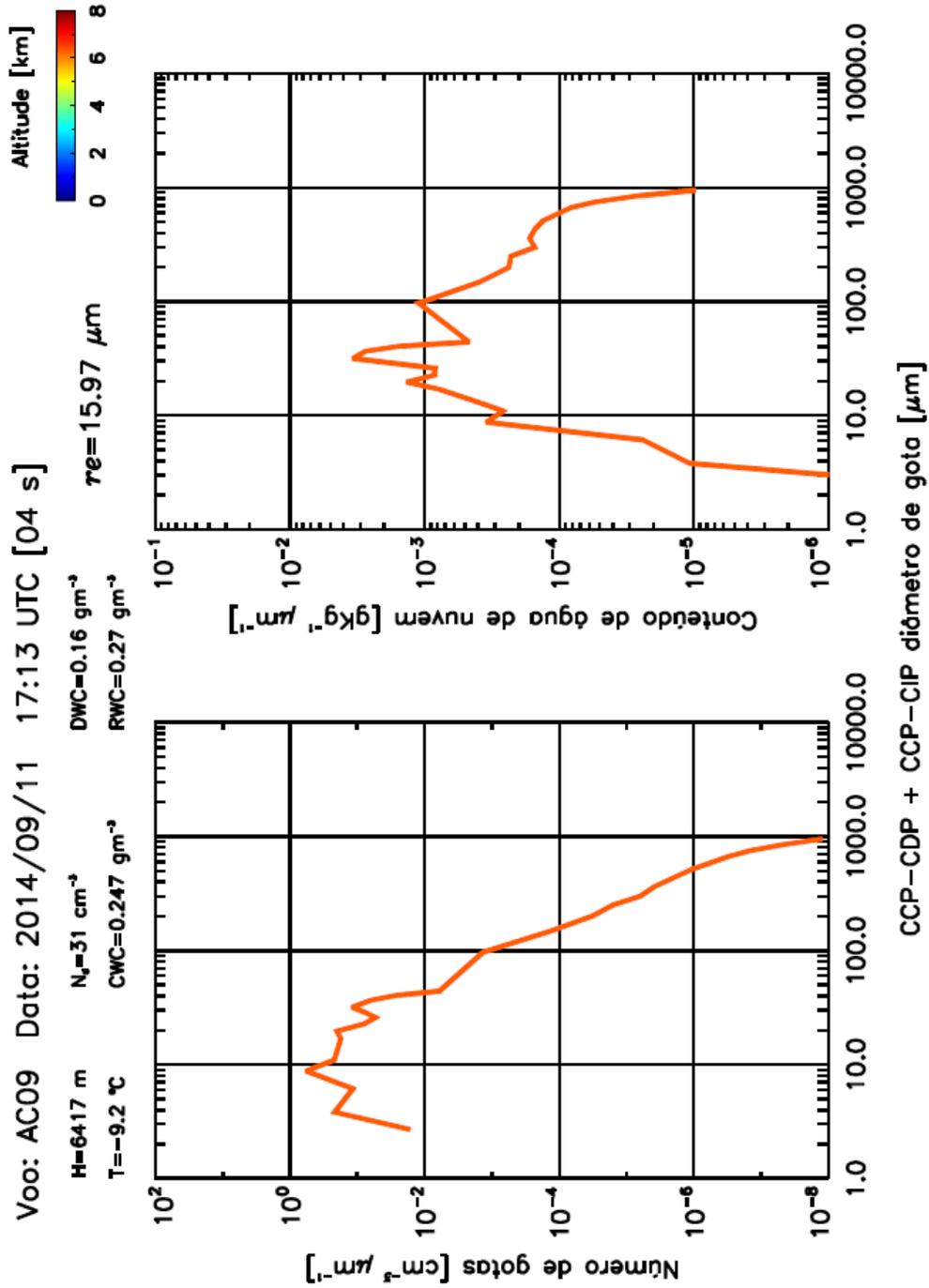


Figura 4.15. Idem à Figura 4.10, exceto para o voo AC13 (muito poluído).

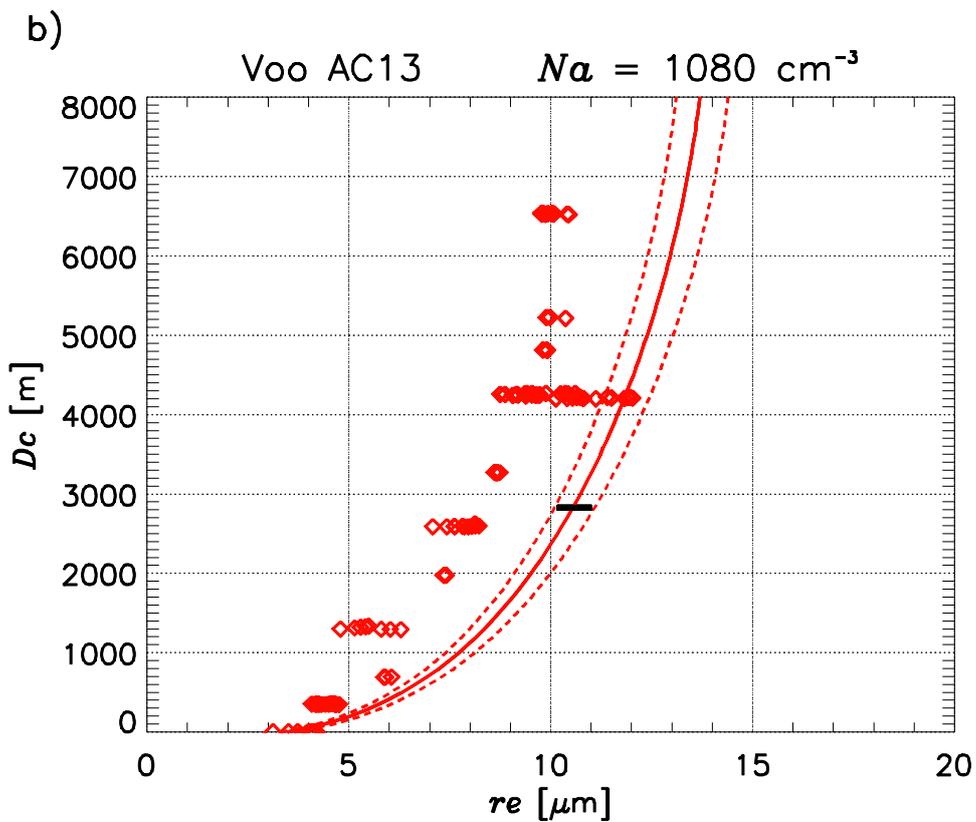
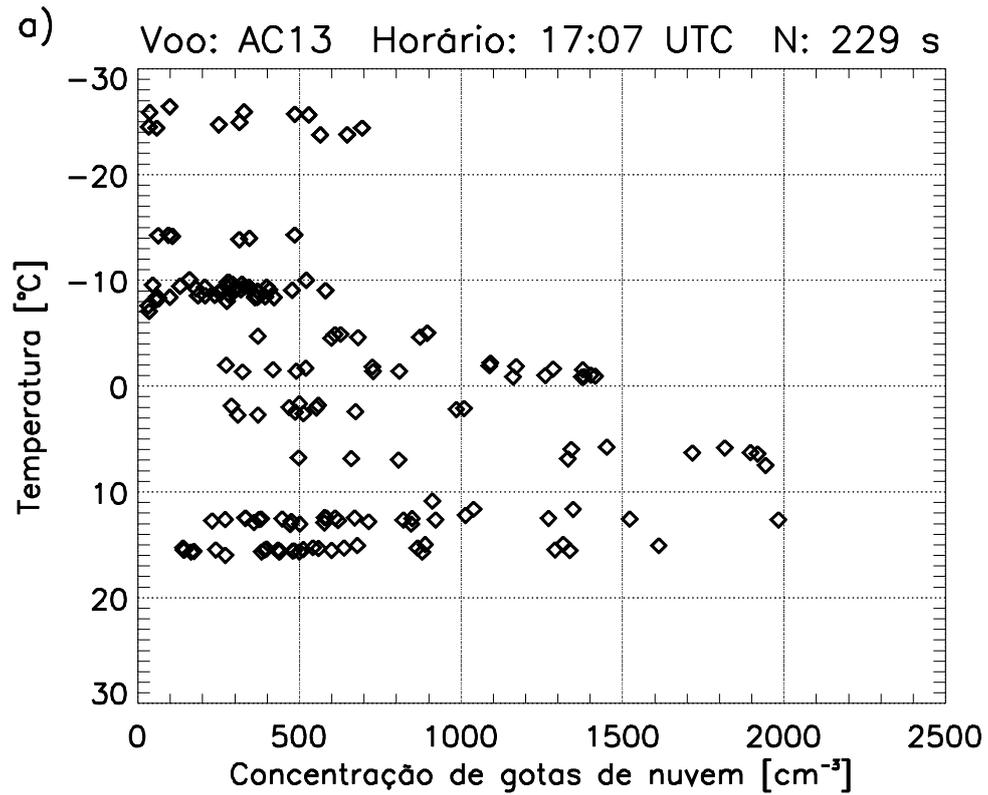


Figura 4.16 Idem à Figura 4.7, exceto para o voo AC13 (muito poluído).

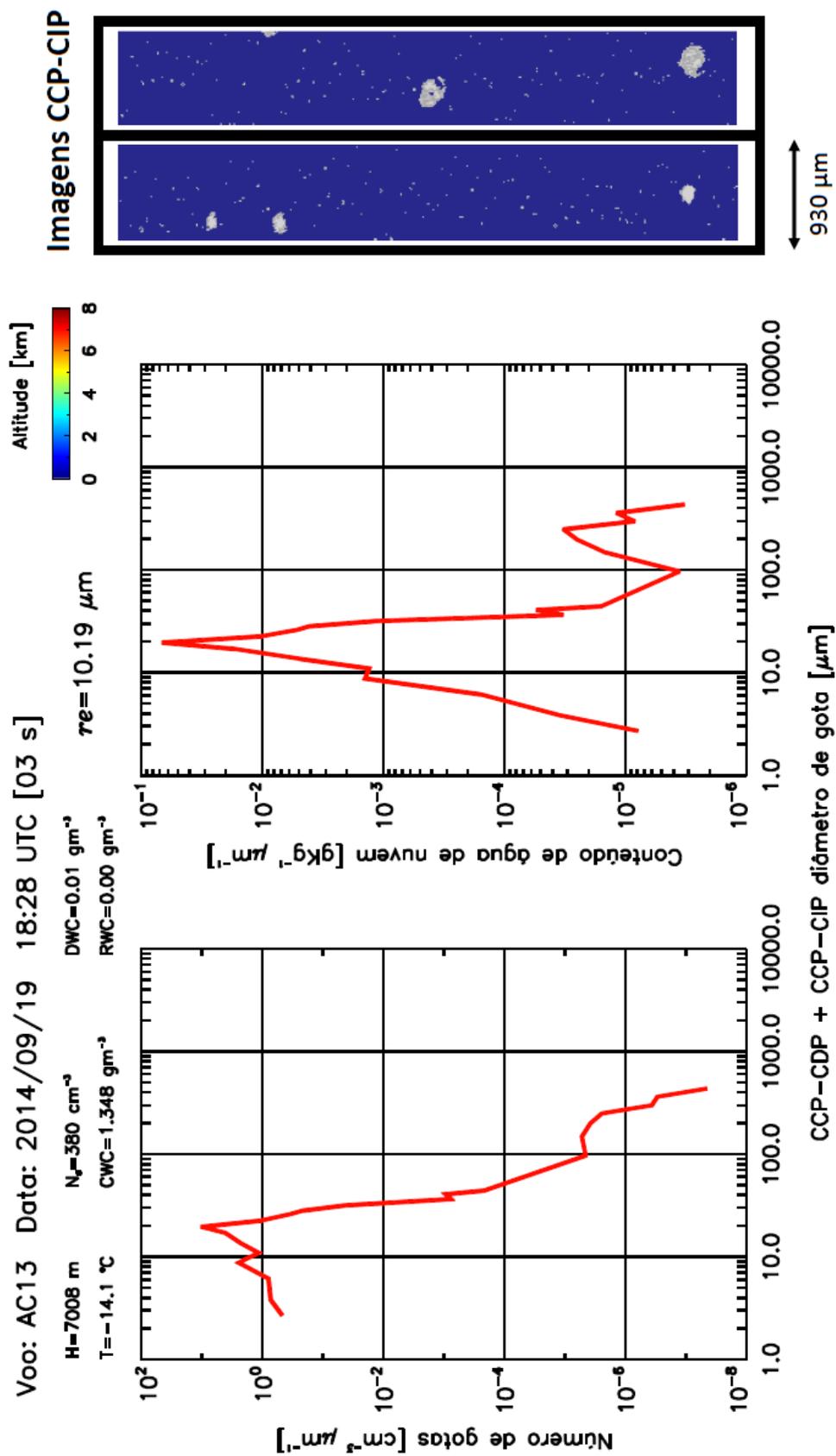


Figura 4.17 Profundidade de nuvem ( $D_c$ ) em função do número adiabático estimado de gotas na base da nuvem ( $N_a$ ), para o raio efetivo adiabático de gotas igual a  $13 \mu\text{m}$  (ou  $D_{13}$ ) (triângulos), iniciação de chuva ( $D_r$ ) (círculos) e iniciação de gelo ( $D_i$ ) (asteriscos). Os números de voo são indicados por cores do lado direito do painel. Os valores de  $D_{13}$ ,  $D_r$  e  $D_i$  são mostrados na Tabela 4.2. A linha preta indica a equação linear para  $D_{13}$  em função de  $N_a$  para todos os voos, onde:  $D_{13} = (5 \pm 0,7) \cdot N_a$ .

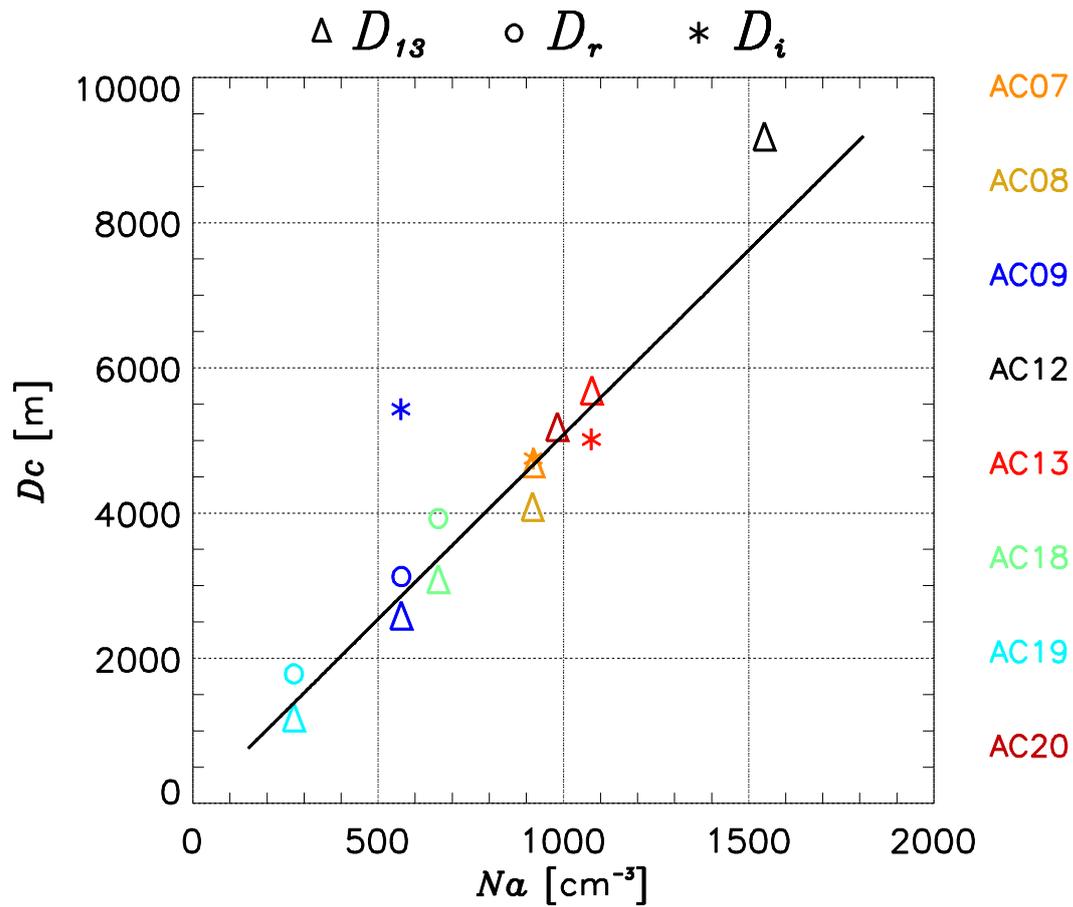
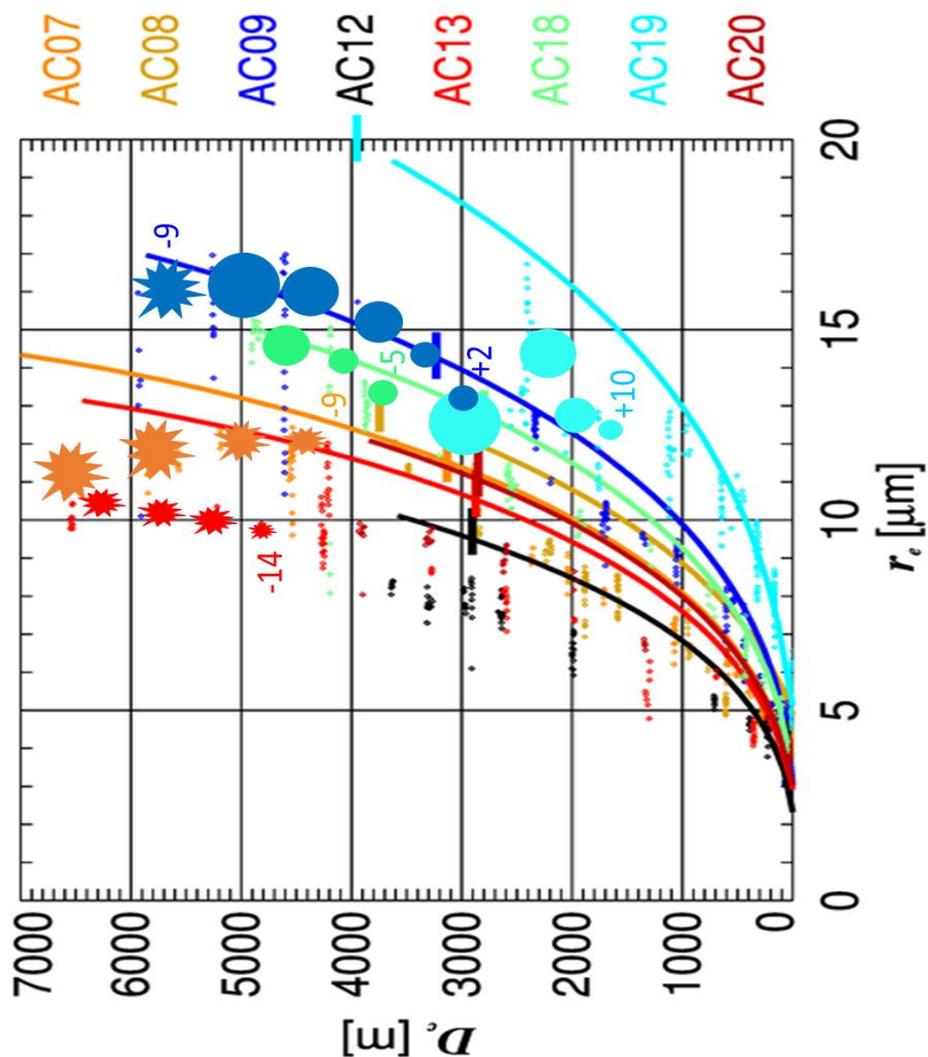


Figura 4.18. Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) medido com o CCP-CDP (pontos coloridos) e raio efetivo adiabático de gotas de nuvem estimado ( $r_{ea}$ ) (linhas coloridas) em função da profundidade de nuvem ( $D_c$ ) para todos os voos (indicados por cores). A altura da isoterma de 0°C é indicada por um segmento horizontal de linha preta que atravessa a linha de  $r_{ea}$ . O tamanho dos círculos indica os valores aproximados de DWC calculados com dados do sensor CCP-CIP e o intervalo de valores de DWC é indicado na tabela no canto direito-superior da figura. Similarmente, o tamanho dos símbolos de estrela indica o valor aproximado de MPWC calculados com dados do CCP-CIP e indicados na tabela no canto inferior direito da figura. A temperatura (em °C) de iniciação de chuva ou gelo ( $D_r$  e  $D_i$ , respectivamente) é indicada por números coloridos próximos aos símbolos de círculo ou estrela.

Símbolo	DWC [gm <sup>-3</sup> ]
	> 0.1
	0.05-0.1
	0.02-0.05
	0.01-0.02

Símbolo	MPWC [gm <sup>-3</sup> ]
	0.5
	0.2
	0.1
	0.01



## 5 INFLUÊNCIAS DAS CONCENTRAÇÕES DE AEROSSÓIS NA OCORRÊNCIA DE RAIOS NUVEM-SOLO EM CÉLULAS CONVECTIVAS DE CHUVA FORMADAS SOBRE A AMAZÔNIA

Como mostrado nos capítulos anteriores, a formação de nuvens convectivas e processos de precipitação em nuvens têm diferentes características a depender das condições atmosféricas de poluição onde elas são formadas. Neste capítulo avaliamos o efeito das concentrações de aerossóis emitidos pelas queimadas da Amazônia e pela pluma de poluição de Manaus de uma forma mais ampla, considerando uma grande base de dados de células convectivas de chuva (CRCs – do inglês, *convective rain cells*) isoladas em diferentes estágios de desenvolvimento. Ademais, também são considerados diferentes cenários de instabilidade termodinâmica e larga-escala (i.e., estações chuvosa e seca). A análise foca nos perfis verticais de refletividade dos CRCs identificados com dados de radar meteorológico em diferentes condições de instabilidade atmosférica e concentrações de aerossóis, além de considerar a ocorrência de raios do tipo nuvem-solo (CG – do inglês, *cloud-to-ground*) nas tempestades analisadas como um parâmetro de intensificação da fase mista das mesmas.

Os perfis verticais de refletividade dos CRCs são identificados com o radar banda S operacional da cidade de Manaus e esses dados são descritos na Seção 5.1. A Seção 5.1 também descreve os dados de condições ambientais (i.e., perfis termodinâmicos de radiossondagens e concentrações de aerossóis) e raios usados. Os detalhes da classificação de CRCs baseados nos limiares de refletividade próximos a superfície ( $Z_s$ ) são mostrados na Seção 5.2. As características dos CRCs com e sem ocorrência de raios CG são discutidas na Seção 5.3. Um sumário dos nossos resultados, junto com uma figura que mostra um esquema geral das possíveis influências das concentrações de aerossóis nos processos microfísicos de células convectivas de chuva e atividade elétrica das mesmas sobre a Amazônia, são apresentados na Seção 5.3.

### 5.1. Dados

#### 5.1.1. Dados de radar

O período de estudo cobre a estação chuvosa (01 de fevereiro à 31 de março) e a estação seca (de 20 de agosto a 15 de outubro) de 2014, que são os dois períodos

intensivos de operação do experimento GoAmazon e do projeto CHUVA. O radar banda S do SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia) e do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) da Força Aérea Brasileira está alocado na cidade de Manaus (3.15 °S; 59.9 °W), operando na frequência de 2.8 GHz, com uma antena de 4.2 m de diâmetro e 1.8° de largura de feixe. A cada 12 minutos, o radar tem um volume operacional de escaneamento com 240 km de raio de cobertura baseado em escaneamentos do indicador de posição plana (PPI – do inglês, *plan position indicator*) de 17 elevações com 1° de azimute e 500 m de resolução radial. Os dados do volume escaneado foram usados para criar dados em grade cartesiana volumétrica (i.e. Indicadores de posição a altitude constante – CAPPI, do inglês, *constant altitude plan position indicator*) até a distância de 240 km com uma resolução horizontal de 2 km e vertical de 0.5 km (iniciando em 0.5 km até 20 km de altura). Os CAPPIs do radar SIPAM foram processados pela Universidade A&M do Texas (por C. Schumacher e A. Funk, comunicação pessoal). Mais informações sobre o radar e esses dados podem ser obtidas em Saraiva et. al. (2016).

A Figura 5.1 mostra a região coberta pelo radar em que os CRCs são analisados. Essa região fica em um intervalo de distância entre 40 km e 100 km do radar, com 60 km de raio do sítio T3 do GoAmazon (indicado na Figura 5.1). Essa limitação da região ao redor do T3 foi escolhida por duas razões principais: 1) os dados volumétricos do radar oferecem perfis verticais de Z até 20 km de altura (vide Figura D.1 no Apêndice D), e 2) as medidas do T3 de aerossóis e instabilidade atmosférica (por radiossondagens) podem ser extrapoladas para esta região com menor incerteza.

### **5.1.2. Dados de radiossondagem**

Durante os períodos intensivos de operação dos experimento GoAmazon e CHUVA, cinco lançamentos de radiossondagens foram realizados no sítio T3, em cinco horários diferentes: 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC, 15 UTC e 18 UTC, a fim de cobrir todo o ciclo diurno das variáveis termodinâmicas da atmosfera. Os dados de radiossondagens foram usados para estimar a instabilidade atmosférica e umidade. Neste estudo, a instabilidade atmosférica através do índice de instabilidade para convecção CAPE (do inglês - *Convective Available Potential Energy*).

### 5.1.3. Dados de aerossol

Concentrações de aerossóis foram medidas no sítio T3 do experimento GoAmazon ([dx.doi.org/10.5439/1025152](https://dx.doi.org/10.5439/1025152)) a partir de contadores de partículas de condensação (CPC – do inglês, *condensation particle counter*). Os CPCs medem concentrações de partículas de aerossóis por crescimento de partículas a tamanhos que podem ser facilmente detectáveis e contáveis por espalhamento óptico. O líquido de condensação é tipicamente um álcool (e.g., butanol) ou água. O CPC conta partículas de tamanhos entre 3 nm e 3000 nm.

### 5.1.4. Dados de raios nuvem-solo (CG)

Os dados de raios CG utilizados são da rede em superfície GLD360, que foram gentilmente fornecidos pela Väisälä Inc. para os períodos de operação intensiva dos experimentos. Os sensores GLD360 medem sinais de rádio atmosféricos gerados por raios em frequências muito baixas (VLF; ~500 Hz - ~50 kHz) (SAID; MURPHY, 2016). Os sensores GLD360 reportam dados de raios preferencialmente do tipo nuvem-solo com eficiência de detecção de ~81% com um erro mediano de 2 km de localização (SAID; MURPHY, 2016).

## 5.2. Métodos

A identificação dos CRCs em função dos valores de refletividade é realizada utilizando dados do menor nível de CAPPI, 0.5 km, que é aproximadamente a refletividade em superfície ( $Z_s$ ). Células isoladas de chuva são definidas como clusters por intervalos de  $Z_s$ , descrevendo três classes de intensidade:

- *Leve* – clusters de refletividade em que  $20 \text{ dBZ} \leq Z_s < 30 \text{ dBZ}$ ;
- *Moderada* – clusters de refletividade em que  $30 \text{ dBZ} \leq Z_s < 40 \text{ dBZ}$ ;
- *Forte* – clusters de refletividade em que  $Z_s \geq 40 \text{ dBZ}$ ;

As células de chuva são utilizadas na análise apenas se os seus pixels arredores tiverem  $Z_s$  inferior ao especificado pelo limiar da classe. Apenas células de chuva com todos os pixels classificados como convectivos são utilizados. A classificação convectivo/estratiforme utilizada é a de Steiner et al. (1995) e esta classificação é aplicado para o CAPPI de refletividade em 1.5 km (altura próxima a base das nuvens – vide Capítulo 4). Além disso, são considerados apenas CRCs que estão inteiramente na área de estudo (mostrada na Figura 5.1). As três classes de intensidade adotadas (Leve, Moderada e Forte) fornecem uma aproximação do

estágio de desenvolvimento de CRCs isolados. Esta classificação de intensidade ao invés de uma classificação baseada no ciclo de vida é adotada devido à dificuldade de rastrear CRCs com a baixa frequência temporal de apenas 12 minutos de varredura do radar banda S do SIPAM, especialmente para CRCs menores e menos intensos e durante a época chuvosa (quando CRCs menores tem ciclo de vida curto devido às condições limpas da atmosfera e rápida produção de chuva).

Para ilustrar a classificação dos CRCs, a Figura 5.2 mostra um estudo de caso de CRCs identificados com dados de radar em 7 de setembro de 2014. A Figura 5.2a mostra o CAPPI de  $Z_s$  e a Figura 5.2b mostra a classificação convectivo/estratiforme a partir do CAPPI de 1.5 km. Os CRCs identificados nos limites da região de estudo e aqueles nos arredores de células de chuva mais fortes não são considerados para a análise, como mostrados na Figura 5.2c. Por exemplo, a Figura 5.2c mostra algumas células de chuva Leves e Moderadas que não são consideradas na análise (e.g., a oeste do sítio T3) porque elas estão envolvendo uma CRC Forte. Essas células de chuva são excluídas porque elas estão associadas a um CRC com intensidade maior e não representam um CRC isolado de uma classe de CRC Leve ou Moderada. Como nuvens convectivas profundas são organizadas em clusters, a classe CRC Forte geralmente possui células de chuva mais fracas nos seus arredores e nesses casos apenas a CRC com  $Z_s$  mais intenso é considerada. Ademais, cada célula de chuva com pelo menos um pixel estratiforme (mostrado na Figura 5.2b) é removida. Os CRCs identificados para esta imagem de radar são mostrados na Figura 5.2d. Para esse estudo de caso apenas CRCs das classes Moderada e Forte foram identificadas.

A eficiência das CRCs em produzir raios CG é atribuída em função da intensidade dos perfis verticais de  $Z$ , alturas máximas de refletividade de 10 dBZ (*echo top*) e conteúdo integrado de água de chuva (RWP – do inglês, *rain water path*), que é a soma do conteúdo integrado de chuva quente (WRWP – do inglês, *warm rain water path*) e do conteúdo integrado de gelo (IWP – do inglês, *ice water path*) calculado a partir de perfis de  $Z$  (descritos na seção 5.2.1). A intensidade dos valores de  $Z$  nas CRCs é associada ao tamanho do hidrometeoros observados nas células convectivas (GIANGRANDE et al., 2016), enquanto que o *echo top* de 10 dBZ fornece informação sobre a profundidade da célula convectiva. Além disso, células convectivas de chuva com atividade elétrica tendem a ter maiores picos de refletividade (i.e., água líquida superesfriada e grandes partículas de gelo, e.g.,

granizo e *graupel*) [Wang et al., 2012]. As análises são realizadas para CRCs em função da ocorrência de CG, i.e., células que produzem raios do tipo CG (ou “tempestades”) e células que não produzem CG (ou “não-tempestades”). Essas características de perfis de Z e RWP das CRCs são discutidas para as estações chuvosa e seca em relação ao impacto das concentrações de aerossóis e instabilidade atmosférica na formação de raios e precipitação.

### 5.2.1. Cálculo do conteúdo integrado de água de chuva

O RWP de cada CRC é estimado a partir da soma de WRWP e IWP calculados a partir de todos os perfis de Z do CRC. O WRWP é calculado integrando o conteúdo de água de chuva (RWC) a partir do CAPPI no nível mais baixo (0,5 km) até alturas ( $h$ ) com temperaturas quentes (aproximadamente 4,5 km de acordo com dados de radiossondagens). A relação utilizada aqui é proveniente de estudos de Carey e Rutledge (2000) para convecção tropical, e foram previamente aplicadas para estudos com nuvens convectivas formadas nos trópicos (GUY et al., 2013; PETERSEN, 2005; PETERSEN; RUTLEDGE, 2001). Segundo Carey e Rutledge (2000), o WRWP é obtido por:

$$RWC = 3.44 \cdot 10^{-3} \cdot Z^{4/7} \quad (5.1)$$

$$WRWP = \int_{0.5km}^{4.5km} (0.5 \cdot RWC) dh \quad [kg \ m^{-2}] \quad (5.2)$$

onde Z é dado em  $mm^6 \ m^{-3}$ . O IWP é estimado integrando o conteúdo de gelo (IWC) com CAPPIs de 5 km a 20 km de altura (CAREY; RUTLEDGE, 2000), ou seja:

$$IWC = 1000 \cdot \pi \cdot \rho \cdot N_0^{3/7} \cdot \left[ 5.28 \cdot 10^{-18} \cdot \left( \frac{Z}{720} \right) \right]^{4/7} \quad (5.3)$$

$$IWP = \int_{5km}^{20km} (500 \cdot IWC) dh \quad [kg \ m^{-2}] \quad (5.4)$$

onde  $N_0$  é  $4 \times 10^6 \ m^{-4}$  e  $\rho$  é a densidade do gelo, considerada  $917 \ kg \ m^{-3}$  (densidade de granizo) para precipitação convectiva. Como este estudo foca na comparação de tendências relativas e não de magnitudes absolutas entre as observações, erros nas relações de WRWP e IWC (e.g. associados à densidade de gelo assumida) não devem impactar nos resultados do estudo.

### 5.3. Resultados

#### 5.3.1. Concentrações de aerossóis e intensidades de CAPE durante as estações chuvosa e seca

Durante a estação chuvosa, os aerossóis observados no sítio T3 são majoritariamente compostos de aerossóis biogênicos e componentes de poluição transportados da cidade de Manaus emitidos por atividades industriais, veículos automotivos etc. (ARTAXO et al., 2013; KUHN et al., 2010; PÖHLKER et al., 2016). Na época seca, aerossóis adicionais de queimadas têm forte impacto no aumento de concentrações de aerossóis na atmosfera. A Figura 5.3 mostra a concentração média diária para essas estações medidas no sítio T3. Na estação chuvosa, a concentração média diária de aerossóis é de  $\sim 980 \text{ cm}^{-3}$ , variando de  $100 \text{ cm}^{-3}$  a casos isolados de até  $2000 \text{ cm}^{-3}$ , e a precipitação ocorre quase que todos os dias. Na estação seca, a concentração média diária de aerossóis é  $\sim 2.400 \text{ cm}^{-3}$ , variando entre  $1.000 \text{ cm}^{-3}$  e  $5.000 \text{ cm}^{-3}$  e a precipitação é muito menos frequente do que na estação chuvosa. A grande variabilidade das concentrações de aerossóis durante o dia está associada à deposição úmida causada pela precipitação (que diminui as concentrações totais) e a posição da pluma de Manaus, assim como o transporte de emissões de queimadas (que aumentam as concentrações totais). Esses fatores têm forte impacto em medições de concentrações de aerossóis de alta frequência temporal (escala de minuto) e máximos valores em torno de  $3.000 \text{ cm}^{-3}$  e  $10.000 \text{ cm}^{-3}$  são medidos na alta frequência de amostragem durante a época chuvosa e seca, respectivamente.

A Figura 5.4 mostra os histogramas de frequência e de frequência acumulada de medições de CAPE durante as estações chuvosa e seca das radiossondas lançadas no sítio T3. Essa figura mostra que, durante a época chuvosa, uma maior frequência ( $\sim 77\%$ ) de medições de CAPE menor do que  $1.500 \text{ J kg}^{-1}$  é observada, enquanto que na época seca em torno de  $56\%$  das medições de CAPE são menores do que  $1.500 \text{ J kg}^{-1}$ . Esses resultados evidenciam que durante a época seca as correntes ascendentes (que é um valor aproximado de CAPE; também mostrado por Giangrande et al., [2016]) e concentrações de aerossóis são maiores. Essas características indicam que nuvens convectivas em desenvolvimento formadas na época seca nucleiam um maior número de gotas na base da nuvem, gerando a iniciação da formação de hidrometeoros precipitantes em profundidades maiores de nuvens convectivas como mostrado no Capítulo 4.

Os resultados mostrados na Figura 5.3 evidenciam que as concentrações de aerossóis sobre o sítio T3 durante o período seco é em média aproximadamente três vezes maior do que durante o período chuvoso. Portanto, as análises relativas às ocorrências de raios CG nos CRCs são desenvolvidas em função da estação do ano, em que se refere ao período chuvoso aquele com baixa concentração de aerossóis e período seco aquele com alta concentração de aerossóis.

### **5.3.2. Ocorrência de raios CG nos CRCs**

A fração de CRCs com ocorrência de raios CG em função das classes dos CRCs e das estações chuvosa e seca é mostrada na Tabela 5.1. Um raio CG é atribuído ao CRC se o mesmo estiver até 5 km de distância da cobertura do CRC e aconteceu em  $\pm 6$  minutos do horário de início da varredura volumétrica do radar. Os intervalos de distância e tempo são assumidos devido à possibilidade de propagação do CRC durante os 12 minutos de varredura do radar e também ao erro de localização associado aos dados de raios CG (Seção 5.1.4). A Tabela 5.1 mostra que para os CRCs Leve a ocorrência de CG é rara ( $< 0,5\%$  dos casos). Para CRCs Moderada a ocorrência de CG também é baixa e durante a época seca a frequência de CG é em torno de duas vezes maior em comparação com a época chuvosa (2,9% na época seca versus 1,5% na época chuvosa). A maior probabilidade de observação de CG ocorre em CRCs Forte (7,3% tem ocorrência de CG) e uma maior frequência é observada durante a época seca (10,3% na época seca versus 5,6% na época chuvosa). Análises de frequências de CGs positivos e negativos foram realizadas e a fração de raios positivos e negativos é  $\sim 50\%$  (não mostrado), que está de acordo com o que Albrecht et al. (2011) encontrou para polaridades de CGs observados sobre áreas florestadas no sul da Amazônia. Como a atividade de CG é mais frequente em CRCs Forte uma análise das propriedades microfísicas dos perfis de refletividade do radar é descrita abaixo para esta classe.

#### **5.3.2.1. Ocorrência de raios CG em CRCs Forte**

A Figura 5.5 mostra diagramas de frequência relativa por altitude (CFADs – do inglês, *cumulative frequency by altitude diagram*) dos perfis verticais de Z para os CRCs Forte durante as estações chuvosa e seca, com ocorrência e sem ocorrência de raios CG. Além disso, a Figura 5.5 também mostra diagramas de caixa (*boxplots*) dos valores de RWP e alturas de *echo top* de 10 dBZ para esses casos. Nos

diagramas *boxplot*, a caixa central é a extensão do interquartil, a linha central é a mediana da amostra, e os valores máximos e mínimos assim como *outliers* (valores aberrantes) também são mostrados. De maneira geral, tanto na estação chuvosa quanto na seca, os CFADs mostram uma maior dispersão (desvio padrão) de valores de Z em função da altura para CRCs Forte com ocorrência de CG (principalmente abaixo da isoterma de 0°C e região de fase mista – abaixo de -40°C), e os maiores valores de Z também são observados nesses casos. Por exemplo, Z acima de 45 dBZ são mais frequentes em baixos níveis nos CRCs Forte com raios CG (até 12%) do que sem raios CG (até 6%), sendo mais evidente na estação seca. Os diagramas de dispersão de RWP são deslocados para valores maiores nos casos em que CG são observados (interquartil superior maior do que 170 kg m<sup>-2</sup>, contra valores menores do que 35 kg m<sup>-2</sup> sem a ocorrência de CG), e os maiores valores são observados na estação seca. Ademais, os diagramas de dispersão de *echo top* de 10 dBZ mostram alturas mais elevadas para CRCs Forte com ocorrência de CG em ambas as estações, com distintas medianas: 13 km e 10 km para CRCs Fortes com e sem raios CG, respectivamente, durante a estação chuvosa, e 14 km e 9,5 km durante a estação seca. Os tamanhos (dimensão em área) dos CRCs Forte com ocorrência de CGs são bem maiores do que aqueles sem CG, mas valores similares de tamanhos de CRCs Fortes com CG foram encontrados para ambas as estações (vide Fig D.2 do Apêndice D).

A Figura 5.6a mostra os perfis médios de Z dos CRCs Fortes com e sem ocorrência de CG durante as estações chuvosa e seca. Valores maiores de perfis médios de Z são observados em CRCs Forte com ocorrência de CG em comparação com aqueles sem CG (de até 3 dBZ na fase mista). Além disso, durante a estação seca os perfis médios de Z dos CRCs Forte com ocorrência de CG mostram valores maiores (~2 dBZ) em comparação com aqueles da estação chuvosa. A Tabela 5.2 mostra a fração de CRCs Forte com raios CG em três faixas de taxa de raios nuvem-solo: 0 a 1 CG min<sup>-1</sup>, 1 a 2 CG min<sup>-1</sup> e > 2 CG min<sup>-1</sup>. A tabela mostra que a maioria dos CRCs Forte com CG produzem menos de um CG por minuto durante a época chuvosa (67%), enquanto que durante a época seca as taxas de CG são maiores e a maioria dos CRCs produz mais de um CG por minuto (52,3%). Ademais, a porcentagem de CRCs Forte com taxas de CG maiores do que 2 por minuto é duas vezes maior durante a estação seca (20,8% contra 42,1%). Esses resultados mostram que durante condições poluídas (época seca) a probabilidade

de observação de CG é duas vezes maior do que em condições limpas (estação chuvosa – Figura 5.3) e menos instáveis (Figura 5.4), e os CRCs Forte são mais intensos com maiores taxas de CG mesmo com tamanhos similares (como mostrado na Figura D.2 no Apêndice D). Os maiores valores de RWP e mais intensos perfis de refletividade na estação seca (mais poluída) acima do nível de congelamento (FL – sigla em inglês, *freezing level*) em comparação com a estação chuvosa (mais limpa) sugerem uma maior produção de grandes partículas de gelo e quantidade de água superesfriada nessas condições, que geram o envigoramento da atividade elétrica de células convectivas de chuva.

A Tabela 5.3 mostra a fração de CRCs Forte com raios CG por faixas de taxa de raios nuvem-solo também durante as estações chuvosa e seca, mas agora em função da intensidade de CAPE. A intensidade do CAPE é definida em função dos valores de CAPE em duas classes: CAPE baixo ( $< 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ) e CAPE alto ( $\geq 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ). A tabela mostra que, para condições de CAPE alto e baixo na estação seca (poluída), a fração de CRCs Forte com raios CG é sempre maior do que na estação chuvosa (limpa). Na estação chuvosa, CRCs Forte com mais de  $2 \text{ CG min}^{-1}$  tem probabilidade de ocorrência independente das categorias de CAPE: 21,2% para CAPE baixo contra 21,9% para CAPE alto. Entretanto, na estação seca cerca de 45% dos CRCs forte apresentaram taxas de raios  $> 2 \text{ CG min}^{-1}$  durante episódios de CAPE alto e cerca de 35% para CAPE baixo. A Figura 5.6b mostra os perfis médios de Z para CRCs Forte com ocorrência de CG em função da intensidade de CAPE para as estações chuvosa e seca. Essa figura mostra que para condições com maiores CAPEs os perfis médios de Z são mais intensos para ambas estações (em até 2 dBZ), e durante a época seca os perfis médios de Z mostram valores maiores do que durante a época chuvosa. Esses resultados evidenciam que o aumento do CAPE em ambas as estações promove a formação de CRCs Forte com maiores taxas de CG do que em condições mais estáveis da atmosfera. Além disso, as taxas de raios CG durante a época seca são maiores do que durante a época chuvosa mesmo em condições menos instáveis do que a época chuvosa. Uma análise geral dos efeitos das concentrações de aerossóis e instabilidade atmosférica na microestrutura dos CRCs e na atividade elétrica dos mesmos é desenvolvida nas próximas seções.

### 5.3.3. Características gerais dos CRCs durante as estações chuvosa e seca

As análises da ocorrência de CG nos CRCs Forte na seção anterior mostraram que as tempestades mais intensas na região de estudo estão associadas a casos em que as células convectivas apresentam perfis verticais de Z mais intensos, alturas mais elevadas de *echo top* de 10 dBZ e maiores RWP. Portanto, as mesmas variáveis são utilizadas para atribuir a intensidade ou severidade dos CRCs de classes diferentes durante as épocas chuvosa e seca. A Figura 5.7 mostra os CFADs dos perfis verticais de refletividade dos CRCs identificados durante as épocas chuvosa e seca para as diferentes classes de CRCs (Leve, Moderada e Forte). Além disso, a Figura 5.7 também mostra os *boxplots* de RWP e alturas de *echo top* de 10 dBZ para as mesmas classes e estações. Os CFADs mostram que uma maior dispersão dos valores de Z em função da altura é observada para todas as classes durante a estação seca, e que os maiores valores de Z também são observados nessa estação. Os perfis verticais de CRCs (Figura 5.8) apresentam valores maiores de Z (de até 5 dBZ) na estação seca para medições acima do nível de congelamento (FL). O mesmo comportamento com menores diferenças é observado para CRCs Leve e Forte abaixo do FL. Para CRCs Moderada, valores de Z maiores abaixo do FL são observados na época chuvosa em relação à seca (em até 4 dBZ em 3.5 km, mesmo com valores similares de Z próximos a superfície). Comportamentos similares são observados para diferentes tamanhos de CRCs e classes (ver Figs. D.3-5 no Apêndice D).

Para as CRCs Leve e Moderada, os diagramas de dispersão de RWP são deslocados para valores maiores durante a época chuvosa em relação aos CRCs formados na época seca, e o comportamento oposto é observado para CRCs Forte. Ademais, para as classes de CRCs Leve e Moderada o diagrama de dispersão de *echo top* de 10 dBZ está deslocado para valores maiores durante a época chuvosa, enquanto que para CRCs Forte os diagramas de dispersão dos *echo top* de 10 dBZ são similares em ambas as estações. Esses comportamentos dos valores de RWP e *echo top* de 10 dBZ são observados para a maioria dos tamanhos de CRC identificados de todas as classes (ver diagramas de dispersão de RWP e *echo top* de 10 dBZ nas Figs D.6 e D.7 no Apêndice D). Em geral, 99% (95%) dos CRCs Leve e Moderada analisados têm tamanhos menores que 28 km<sup>2</sup> (i.e., 7 pixels) e em torno de 95% dos CRCs Fortes são menores do que 60 km<sup>2</sup> (i.e., 15 pixels).

Os resultados mostrados nas Figuras 5.7 e 5.8 sugerem que maiores hidrometeoros são formados em condições poluídas (época seca) do que em condições limpas

(época chuvosa) para todas as classes de CRCs. Os diagramas de dispersão de RWP mostram que uma maior quantidade de água de chuva é observada em CRCs Leve e Moderada em ambientes limpos do que em ambientes poluídos para a maioria dos casos, e o oposto é observado para CRCs Forte. Além disso, as alturas de *echo top* de 10 dBZ são maiores em condições limpas do que em condições poluídas para CRCs Leve e Moderada, e alturas similares são observadas para ambas as estações em CRCs Forte. Esses resultados sugerem as seguintes evidências sobre a microestrutura dos CRCs em relação à formação de chuva e raios CG durante as estações chuvosa e seca:

- O maior tamanho de hidrometeoros observados em condições poluídas pode ser associado a maior profundidade em que a nuvem convectiva tem antes de iniciar a formação de partículas precipitantes, por processos de coalescência ou acreção. A maior eficiência de processos de acreção para formação de grandes partículas gera a formação de grandes partículas de gelo e gotas de chuva que aumenta a probabilidade de ocorrência de CG, mas não necessariamente quantidade de chuva (Rosenfeld e Ulbricht, 2003). Mesmo para gotas de chuva formadas na parte inferior da nuvem, elas crescem por acreção ou coalescência em uma maior população de menores gotas de nuvem, tendo maiores tamanhos e menores probabilidades de quebra.
- A observação de alturas de *echo top* de 10 dBZ na maioria dos CRCs menores (classes Leve e Moderada) em condições poluídas pode estar associada a velocidade terminal das gotas de chuva. Em condições limpas (poluídas) a chuva é desenvolvida em profundidades baixas (altas) em nuvens convectivas crescentes. As nuvens continuam a crescer enquanto pequenas gotas de chuva tocam o chão em ambientes limpos. Em casos poluídos a maioria da água de nuvem foi convertida em gotas grandes de chuva quando a chuva toca o chão e a altura de *echo top* de 10 dBZ observada com o radar é menor para CRCs menores. O mesmo comportamento é observado para CRCs Forte com tamanhos < 24 km<sup>2</sup> (vide Figura D.4c no Apêndice D). Para os casos mais severos com ocorrência de CG, as alturas de *echo top* de 10 dBZ são maiores em CRCs Forte (vide Figura. 5.5) e Moderada (vide Figura D.8 no Apêndice D) e maiores partículas

de gelo e RWP formados nos CRCs em condições poluídas geram uma maior ocorrência de raios (como mostrado na Tabela 5.1).

- O menor RWP observado na maioria dos CRCs Leve e Moderado durante condições poluídas (época seca) pode estar associado a uma maior taxa evaporativa de gotas de nuvem e de chuva devido ao maior entranhamento seco nas nuvens convectivas durante o seu desenvolvimento. Isto pode ser evidenciado pelo maior decréscimo dos valores de refletividade entre o FL e a superfície durante a época seca para todas as classes de CRCs (mostrado na Figura 5.7), o que estaria associado a maior evaporação de hidrometeoros. Durante a estação seca os valores de umidade relativa (UR) em função da altura são em torno de 10-20% menores do que durante a época chuvosa até 12 km (em termos médios de acordo com os dados de radiossondagem, mostrados na Figura D.9 no Apêndice D). A eficiência de precipitação é altamente correlacionada com a UR do ambiente em que as nuvens convectivas se desenvolvem. Estudos preliminares indicam uma grande evaporação da massa condensada de nuvens cúmulos em ambientes de baixa umidade, diminuindo a eficiência de precipitação (JIANG; FEINGOLD, 2006; KHAIN; BENMOSHE; POKROVSKY, 2008; ROSENFELD, 2000). Para sistemas convectivos maiores (casos da classe Forte de CRC) a UR local é aumentada durante o desenvolvimento das tempestades que pode levar a formação de nuvens secundárias e aumento de UR local, e, portanto, o entranhamento seco em elementos convectivos maiores é menos significativo para diminuir a eficiência de precipitação (KHAIN et al., 2008; ROSENFELD et al., 2008).

#### **5.3.4. O impacto da intensidade do CAPE em CRCs formados nas estações chuvosa e seca**

Similares diagramas *boxplot* e CFADs mostrados na seção anterior para CRCs Leve, Moderada e Forte são mostrados nas Figuras 5.9 e 5.10 para as estações chuvosa e seca em função da intensidade do CAPE (baixo e alto). Características similares de CFADs, RWP e *echo top* de 10 dBZ são observados para CAPEs baixos e altos (i.e., valores maiores de Z em função da altura para todas classes de CRCs formadas em condições poluídas; maior RWP e maiores *echo top* de 10 dBZ para CRCs Leve e Moderada em condições limpas; e maior RWP em CRCs Forte

em condições poluídas). Os valores de RWP mostram maiores valores para todas as classes de CRCs (especialmente para a classe Forte) em condições de CAPE alto em comparação com condições de CAPE baixo. Esses comportamentos dos padrões de RWP, alturas de *echo top* de 10 dBZ são observados para a maioria dos tamanhos de CRCs em todas as classes (não mostrado).

A Figura 5.11 mostra os perfis médios de Z para as classes Leve, Moderada e Forte de CRCs durante as estações chuvosa e seca em função da intensidade do CAPE. As figuras mostram que para ambas as intensidades de CAPE, maiores refletividades médias de Z são observadas durante a época seca acima de FL para todas as classes e abaixo de FL para as classes Leve e Forte de CRCs. No entanto, para condições de CAPE alto as diferenças de valores médios de Z são maiores.

A Figura 5.12 mostra os valores médios de perfis de Z para as classes de CRCs em função da intensidade do CAPE. A Figura 5.12a mostra que para a estação chuvosa valores similares de perfil médio de Z são observados para CAPEs alto e baixo nos CRCs Leve e Moderada, enquanto para CRCs Forte o aumento do CAPE gera a observação de valores médios maiores de Z (de até 2 dBZ, especialmente acima do FL). Na época seca, maiores valores médios de perfis de Z são observados em condições de CAPE alto em comparação com situações de CAPE baixo em todas as classes de CRCs (como mostrado na Figura 5.12b).

Esses resultados evidenciam a baixa dependência da instabilidade atmosférica local em modificar a microestrutura de CRCs Leve e Moderada em relação aos tamanhos dos hidrometeoros observados durante a época chuvosa. Para CRCs Forte, o CAPE intensificado leva ao aumento do tamanho dos hidrometeoros durante a época chuvosa. Por outro lado, durante a época seca a intensificação do CAPE gera o envigoramento de todas as classes de CRCs. Essa comparação entre estações chuvosa e seca em função do CAPE mostra que independente da intensidade do CAPE, CRCs Leve e Moderada desenvolvidas em condições limpas tem mais RWP (mas menores hidrometeoros) do que em condições poluídas. Além disso, a comparação entre estações chuvosa e seca em função da intensidade de CAPE mostra que mesmo em condições de CAPE baixo CRCs Forte são mais intensos (maior RWP e tamanhos de hidrometeoros) em condições poluídas do que em condições limpas.

Os resultados gerais observados com perfis verticais de radar das CRCs estão de acordo com hipótese de Rosenfeld et al. (2008) do envigoramento de tempestades

associada às concentrações de aerossóis na atmosfera. Em condições poluídas CRCs menores (classes Leve e Moderada) mostraram menores RWP do que em ambientes limpos, mesmo que maiores hidrometeoros (valores de perfis de Z) tenham sido observados. Isso está de acordo com simulações de modelos meteorológicos e observações em outras partes do globo e na Amazônia (resumido em Khain et al. 2008). A observação de maiores valores de Z nos perfis verticais em condições poluídas (mesmo com menores RWP para menores CRCs) está de acordo com a maior eficiência de processos de acreção em formar grandes hidrometeoros do que processos de coalescência de gotas como proposto por Rosenfeld e Ulbricht (2003). Para CRCs mais intensos (classe Forte) formados em condições poluídas maiores RWP, perfis de valores de Z e alturas de *echo top* de 10 dBZ foram observadas do que em condições limpas. Isso é independente da intensidade de CAPE, uma vez que para baixos valores de CAPE ( $< 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ) as diferenças foram similares do que condições de CAPE alto (onde maiores valores de CAPE são observados na época seca).

Entretanto, o aumento das intensidades de CAPE mostrou um efeito de envigramento da microestrutura dos CRCs especialmente para a classe Forte. Como CAPE está associado ao aumento da velocidade de correntes ascendentes, menos tempo resta para processos de coalescência na fase quente do desenvolvimento da nuvem mesmo em condições limpas. Essas características geram um maior transporte de água de nuvem para maiores profundidades na nuvem, suprimindo processo de coalescência e envigorando processos frios (e.g. *riming* e acreção). A intensificação de processos de gelo é identificada pelos altos valores de RWP mostrados nos diagramas de dispersão e pelos maiores valores dos perfis médios de Z acima do FL observados para CRCs Forte em ambas as estações (vide Figura 5.12). Para CRCs Leve e Moderado, o aumento do CAPE tem um maior impacto durante a estação seca quando a formação de chuva é mais dependente da intensidade da instabilidade atmosférica local. Durante a época chuvosa a alta UR observada acima da floresta amazônica promove a formação de CRCs Leve e Moderada mesmo com baixos valores de CAPE (similar a regiões marítimas).

### **5.3.5. Resumo e conclusões**

Esse estudo focou nos efeitos das concentrações de aerossóis na ocorrência de raios do tipo nuvem-solo (CG) em células convectivas de chuva (CRCs) formadas

sobre a floresta amazônica. Dados de perfis verticais de refletividade (Z) do radar banda S alocado em Manaus e medidas de concentrações de aerossóis durante a campanha GoAmazon foram usados nas análises. As CRCs identificadas a partir de dados volumétricos de radar foram classificadas em função dos limiares de Z próximo à superfície em três classes: Leve, Moderada e Forte. O impacto das concentrações de aerossóis (condições limpas – estação chuvosa e condições poluídas – estação seca) e da instabilidade atmosférica (em termos de CAPE) na ocorrência de CG nos CRCs foi discutido. Adicionalmente, as características dos perfis verticais de Z e os valores estimados de RWP para os CRCs de diferentes classes foram descritas.

Os resultados mostram que para a estação chuvosa CRCs menores e menos intensos (classes Leve e Moderada) tem maior RWP (mas menores hidrometeoros, i.e. menores valores de Z nos perfis verticais) do que na época seca. Para maiores e mais intensos CRCs (classe Forte) maior quantidade de RWP e maiores tamanhos de hidrometeoros são observados durante a época seca. Para condições mais instáveis, os CRCs mostraram maiores RWP e hidrometeoros, especialmente para CRCs do tipo Forte. A maior ocorrência e taxa de raios CG foi observada durante a época seca em CRCs. CRCs com ocorrência de CG mostraram maiores RWP, maiores valores de Z nos perfis verticais e alturas maiores de *echo top* de 10 dBZ do que aqueles sem CG. A probabilidade de ocorrência de CG nos CRCs mostrou-se duas vezes maior durante a época seca, onde os mais profundos CRCs são formados. Esses resultados de supressão de chuva em nuvens convectivas pequenas e envigoramento de nuvens profundas concorda com o efeito de envigoramento dos aerossóis em nuvens convectivas proposto por Rosenfeld et al. (2008).

A Figura 5.13 resume a microestrutura de nuvens convectivas sugerida pelos resultados encontrados para nuvens convectivas precipitantes sobre a floresta amazônica durante as épocas chuvosa e seca. De acordo com o Capítulo 4, o número de gotas nucleadas na base de nuvens convectivas determina a profundidade em que a chuva se inicia nas nuvens formadas sobre a Amazônia. Como as concentrações de aerossóis e velocidades de correntes ascendentes são maiores durante a época seca cúmulos convectivos crescentes têm maiores concentrações de gotas na base da nuvem, e hidrometeoros com tamanho de precipitar são formados em maiores profundidades. Para menores e menos intensos

CRCs a quantidade de água de chuva formada durante a época seca é menor do que durante a época chuvosa, mas maiores hidrometeoros são observados na época seca (condições poluídas) devido à conversão de água de nuvem em água de chuva ocorrer em profundidades maiores na nuvem (majoritariamente via processos de gelo). A menor quantidade de chuva produzida em células convectivas de chuva menores em condições mais secas está associada a maior evaporação da massa condensada de nuvem durante o desenvolvimento da nuvem convectiva devido ao entranhamento de ar seco. Durante a estação chuvosa, os CRCs se desenvolvem em um ambiente muito úmido sobre a Amazônia (UR ~ 80-90%), enquanto na época seca valores de UR são em torno de 10-20% menores do que na época chuvosa. O aumento da instabilidade atmosférica contribui para o aumento do tamanho dos hidrometeoros devido ao aumento da profundidade de nuvem em que processos de coalescência e acreção ocorrem. Para maiores CRCs a quantidade de água de chuva e o tamanho dos hidrometeoros observados são maiores na estação seca do que na época chuvosa independente da intensidade da instabilidade atmosférica. Essas características das células convectivas de chuva formadas sobre a Amazônia mostram que o aumento da poluição atmosférica promove a formação de tempestades mais severas sobre a Amazônia.

## 5.4. Tabelas

Tabela 5.1. Fração de CRCs com ocorrência de raios CG em função da classe do CRC e da estação (chuvosa ou seca). O número de casos também é indicado para cada classe de CRC e estação. A ocorrência de raios CG é atribuída ao CRC para distâncias de até 5 km de sua cobertura e entre  $\pm 6$  minutos da varredura volumétrica do radar.

Fração de CRCs com raios CG			
<b>CRCs Leve</b>	<b>Chuvoso: 614</b>	<b>Seco: 702</b>	<b>Número de CRCs: 1316</b>
<b>% CG</b>	0.2% (1)	0.4% (3)	0.3% (4)
<b>CRCs Moderada</b>	<b>Chuvoso: 3494</b>	<b>Seco: 2116</b>	<b>Número de CRCs: 5610</b>
<b>% CG</b>	1.5% (52)	2.9% (62)	2.0% (114)
<b>CRCs Forte</b>	<b>Chuvoso: 3516</b>	<b>Seco: 2099</b>	<b>Número de CRCs: 5615</b>
<b>% CG</b>	5.6% (197)	10.3% (216)	7.3% (413)

Tabela 5.2. Fração de CRCs Forte com raios CG por faixas de taxa de raios CG ( $\text{CG min}^{-1}$ ) durante as estações chuvosa e seca. Número de casos (N) está em parênteses.

$\text{CG min}^{-1}$	% CG chuvosa (N)	% CG seca (N)
0 – 1	67 (132)	47,7 (103)
1 – 2	12,2 (24)	10,2 (22)
> 2	20,8 (41)	42,1 (91)

Tabela 5.3. Fração de CRCs Forte com raios CG por faixas de taxa de raios CG ( $\text{CG min}^{-1}$ ) durante as estações chuvosa e seca em função da intensidade de CAPE. Número de casos (N) está em parênteses

$\text{CG min}^{-1}$	% CG chuvosa e baixo CAPE (N)	% CG seca e baixo CAPE (N)	% CG chuvosa e alto CAPE (N)	% CG seca e alto CAPE (N)
0 – 1	72,7 (24)	50 (31)	65,7 (69)	47,4 (47)
1 – 2	6,1 (2)	14,5 (9)	12,4 (13)	7,1 (7)
> 2	21,2 (7)	35,5 (22)	21,9 (23)	45,5 (45)

## 5.5. Figuras

Figura 5.1. Área de cobertura do radar banda S de Manaus. A área indicada em azul é a região de estudo. A localização do sítio T3 também é indicada no mapa.

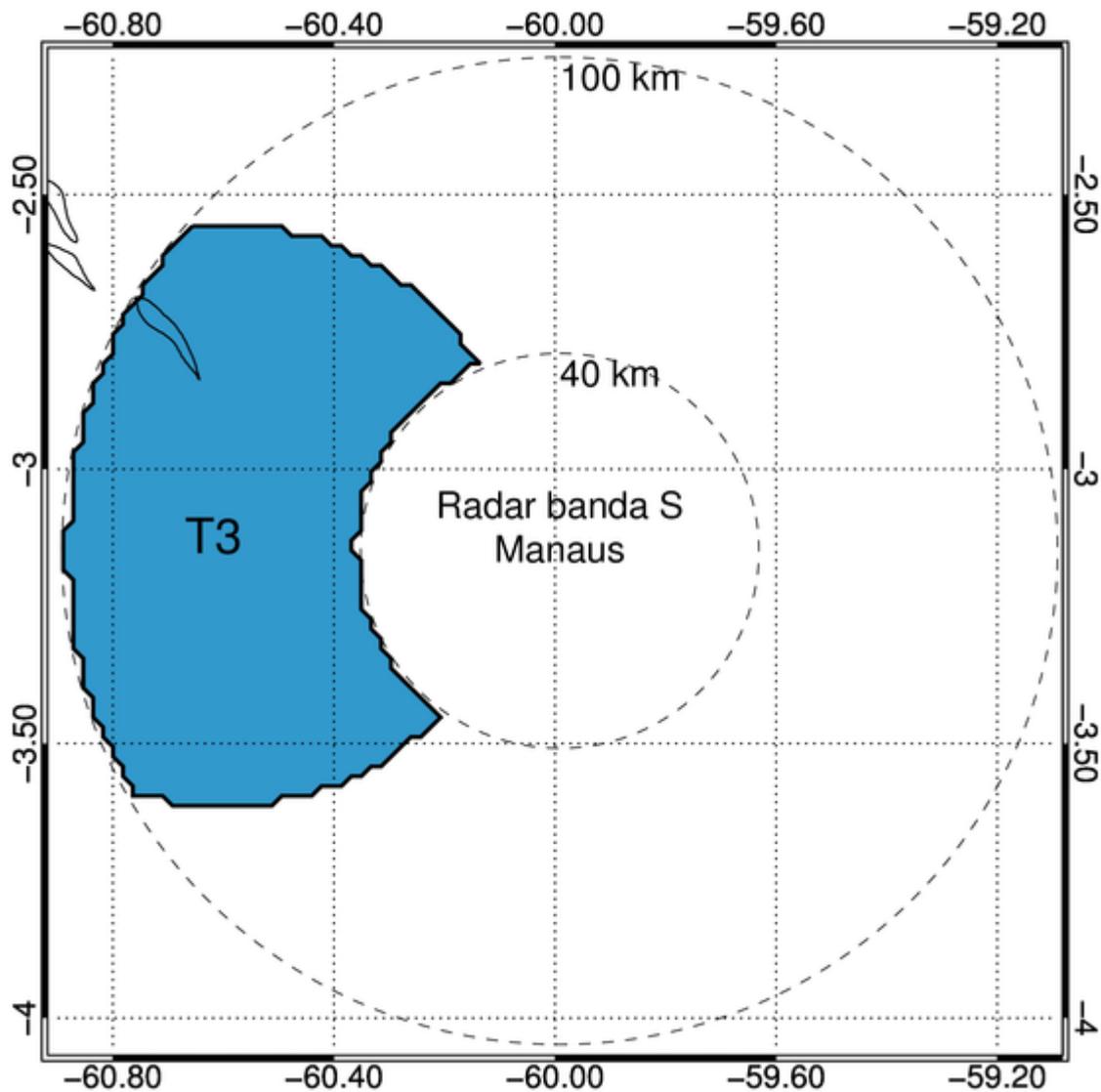


Figura 5.2. a) CAPPI de refletividade (dBZ) no nível de 0.5 km do radar banda S de Manaus para um evento precipitante em 7 de setembro de 2014, b) classificação de chuva convectiva/estratiforme para o mesmo evento, c) pixels de Z rejeitados durante a classificação de CRCs, e d) classificação final de CRCs em função da intensidade de Z para a região de estudo.

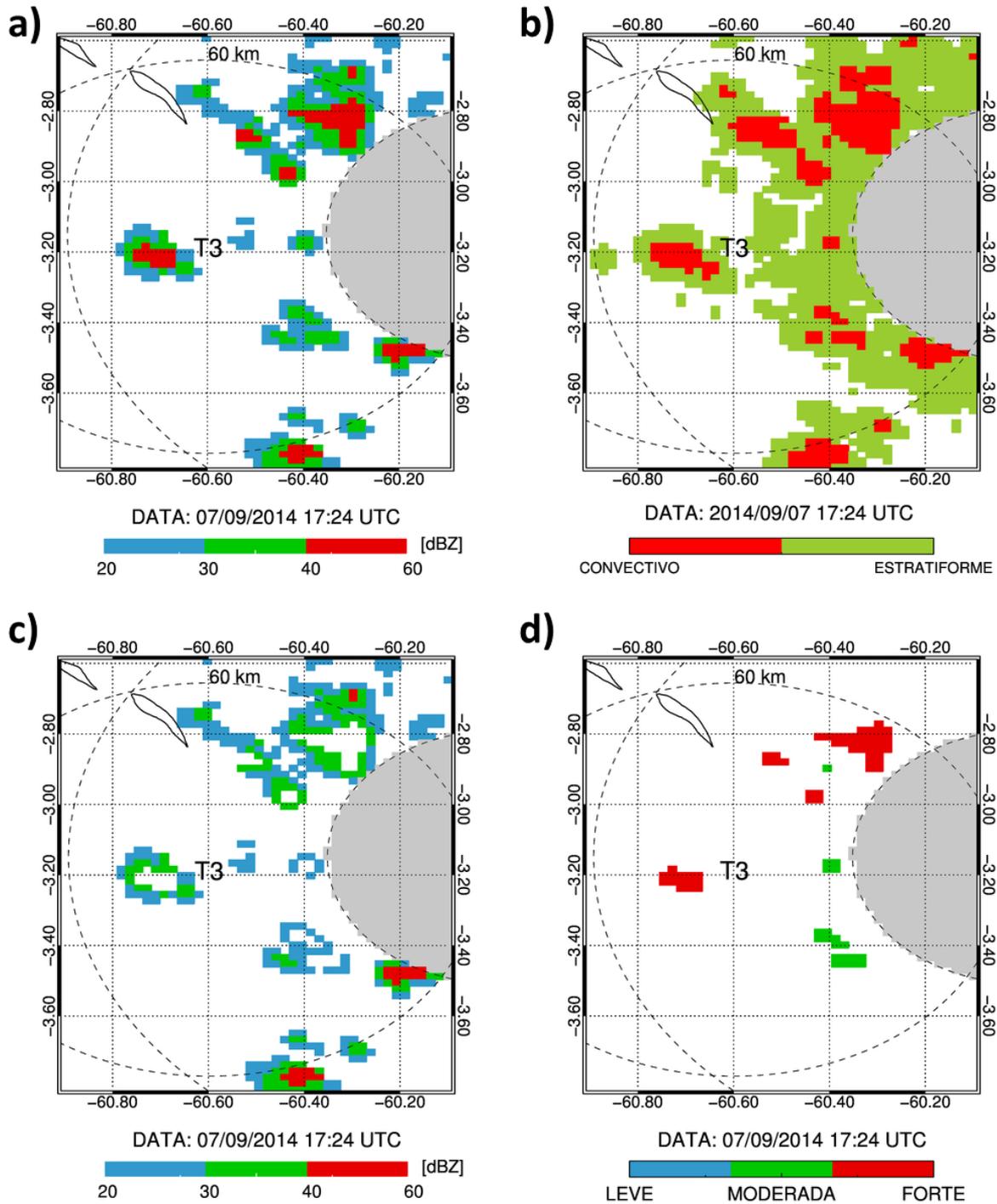


Figura 5.3. Concentrações médias diárias de aerossóis (linha preta) e precipitação acumulada diária (linha azul) durante as estações chuvosa (painel superior) e seca (painel inferior). Durante a estação chuvosa a concentração média diária de aerossóis foi de  $\sim 980 \text{ cm}^{-3}$ , enquanto durante a estação seca este valor foi de  $\sim 2.400 \text{ cm}^{-3}$ .

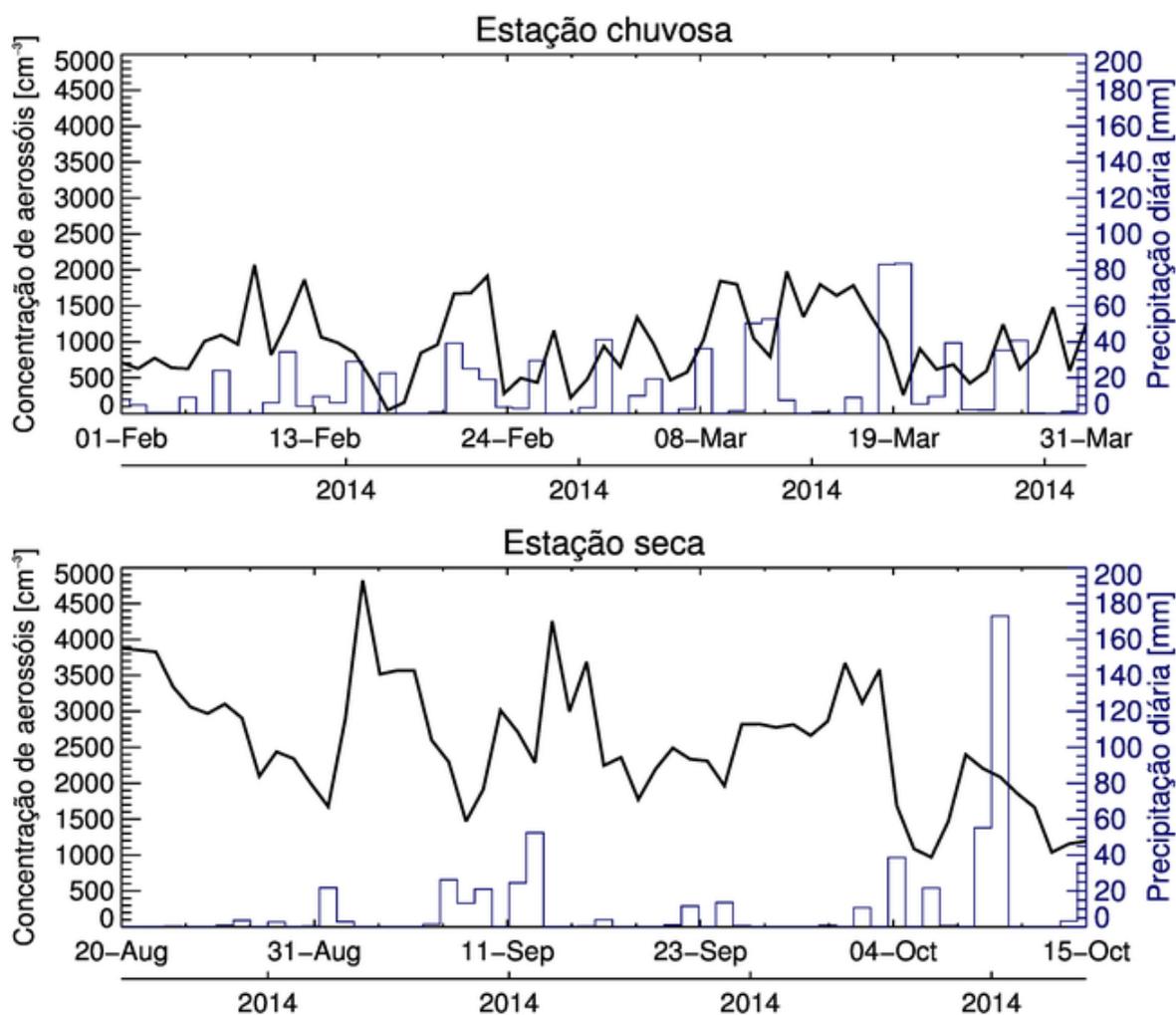


Figura 5.4. Histograma de frequência de medidas de CAPE no sítio T3. As linhas azuis indicam a função de probabilidade acumulada de CAPE (rotulados na ordenada direita) durante a época chuvosa (painel superior) e seca (painel inferior). A linha tracejada separa os valores de CAPE em intensidade: CAPE baixo ( $CAPE < 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ) e CAPE alto ( $CAPE \geq 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ).

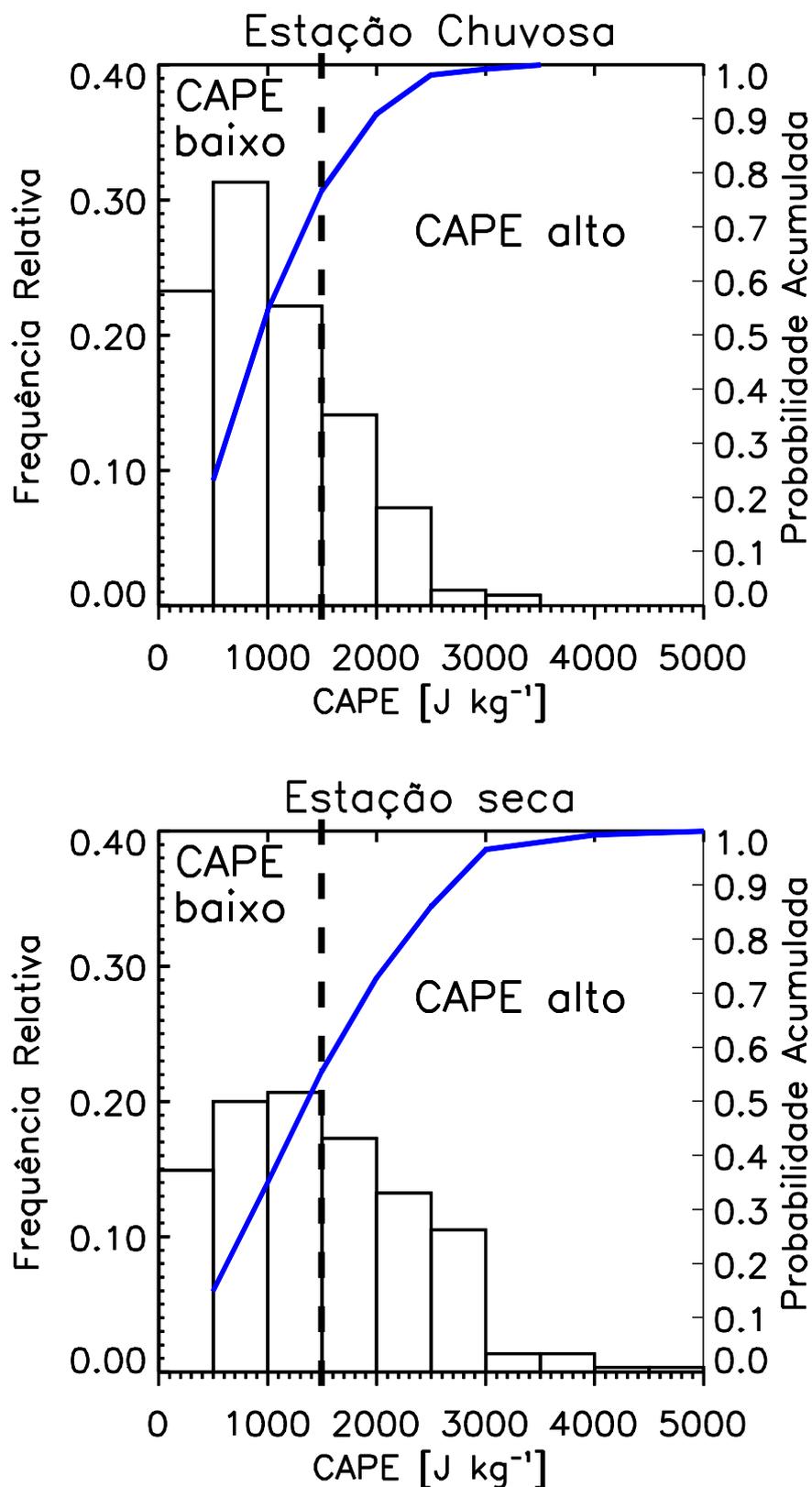


Figura 5.5. a) Diagramas de frequência relativa por altitude (CFAD) para CRCs Forte durante a época chuvosa para casos sem (com) raios CG no painel superior esquerdo (painel inferior esquerdo), *boxplots* de RWP e altura máxima do eco (*echo top*) de 10 dBZ são mostrados do lado direito. O acrônimo SCG (CG) ao lado dos CFADs e no eixo x dos *boxplots* indica casos de CRCs sem (com) ocorrência de raios CG. Os valores de CFAD são o número de ocorrências por 1 dBZ por 500 m em altura, dividido pelas ocorrências em todas as refletividades na mesma altura, e são expressados em porcentagem. O número total de perfis convectivos e o número total de CRCs são mostrados no canto superior direito de cada gráfico CFAD (em preto e vermelho, respectivamente). Linhas verticais (tracejadas) são desenhadas para 20, 30 e 40 dBZ, e linhas horizontais próximas às alturas das isotermas de 0°C (5 km) e -40°C (11 km) também são mostradas. b) Idem ao item (a), exceto para CRCs Forte durante a estação seca.

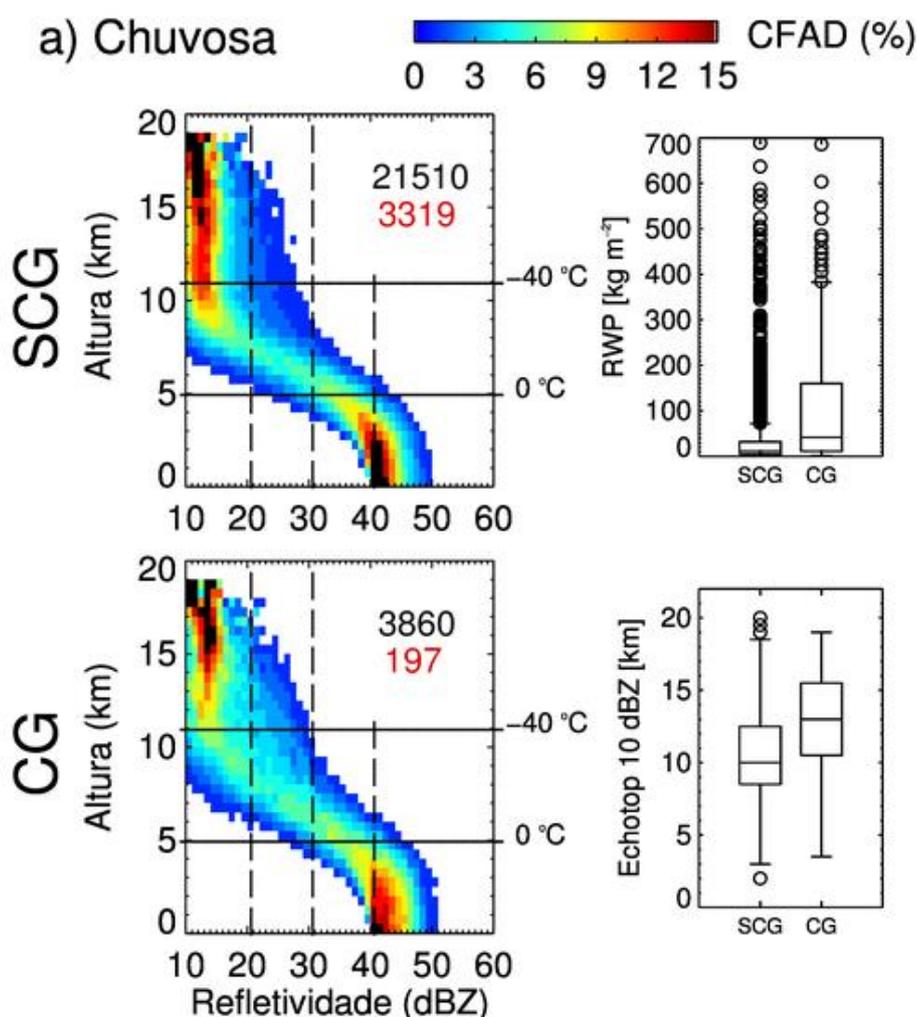


Figura 5.5 – Continuação.

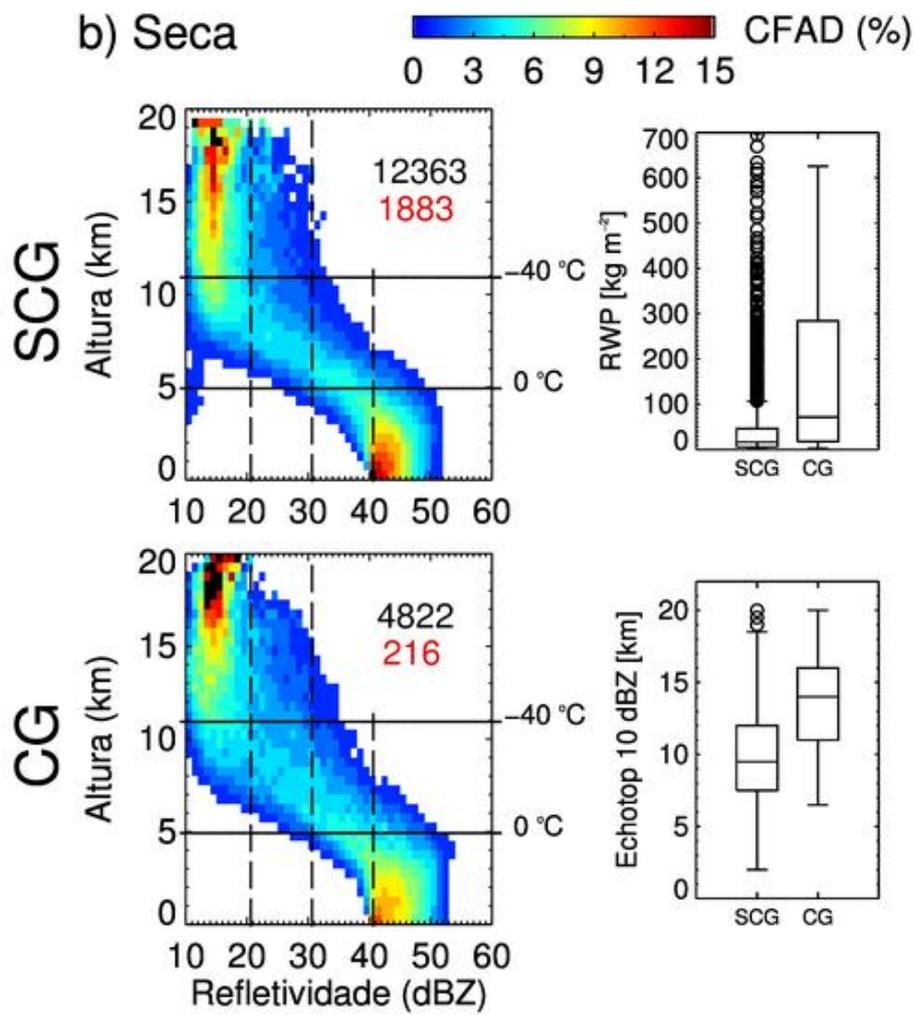


Figura 5.6 Perfis médios de refletividade (Z) para CRCs Forte sem (com) ocorrência de raios CG ilustrada pelas linhas sólidas (tracejadas) coloridas (em azul para a estação chuvosa e em verde para a estação seca) [painel esquerdo]. Diferenças dos perfis de Z para CRCs Forte com e sem raios CG em função da estação (estação chuvosa em azul e estação seca em verde), e diferença dos perfis médios de Z dos CRCs Forte com raios CG (em vermelho) durante a época chuvosa e seca (painel direito). b) Perfis médios de Z para CRCs Forte com raios CG durante a época chuvosa e seca (linhas sólida e tracejada, respectivamente) em função da intensidade de CAPE (painel esquerdo). Perfis verticais para condições de CAPE baixo (alto) são mostrados em azul (verde). Diferenças dos perfis médios de Z entre as estações seca e chuvosa são mostrados para condições de CAPE baixo e alto (linhas sólidas azul e verde, respectivamente) no painel direito.

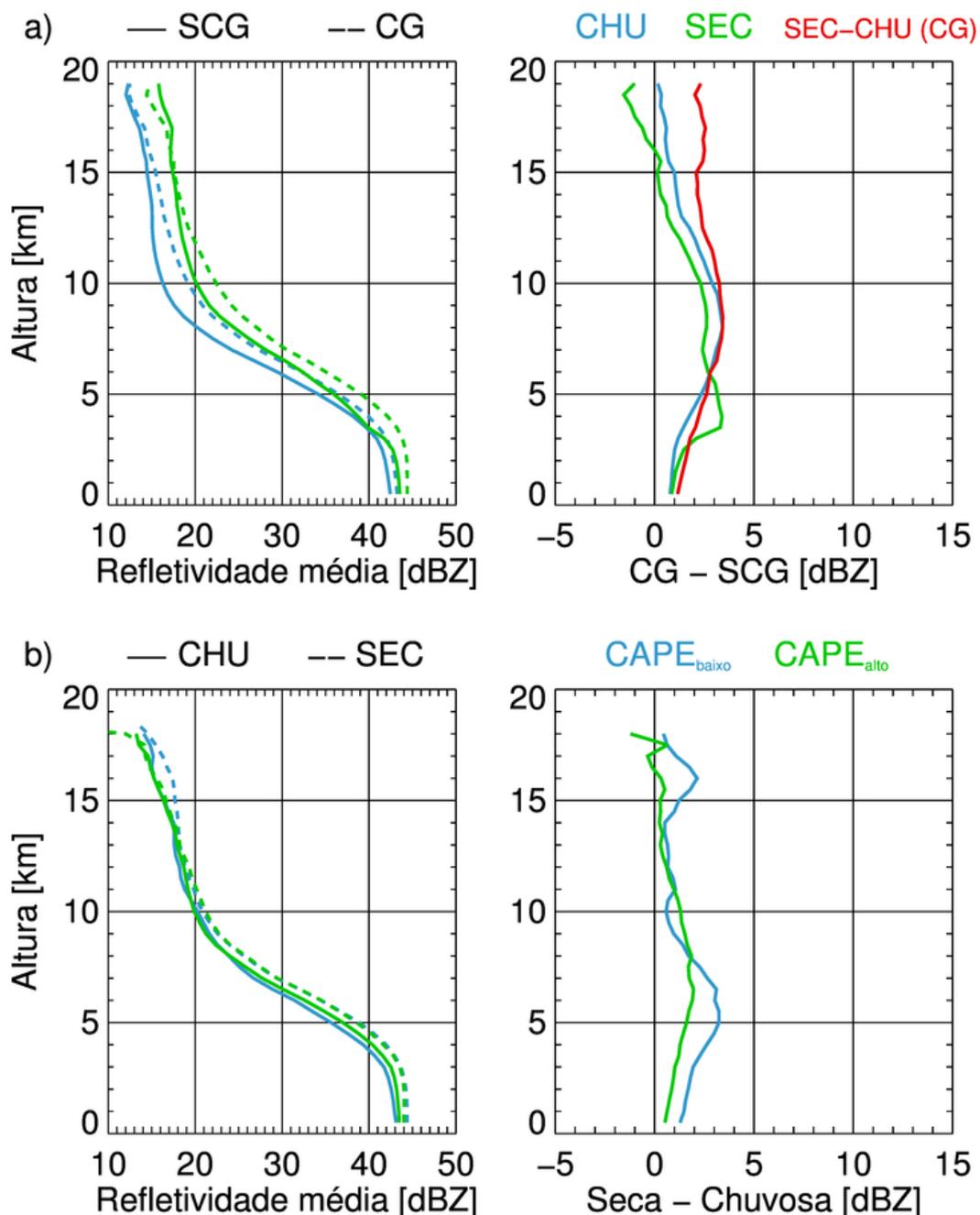


Figura 5.7. Idem à Figura 5.5, exceto para CRCs de intensidades Leve, Moderada e Forte durante as estações chuvosa e seca.

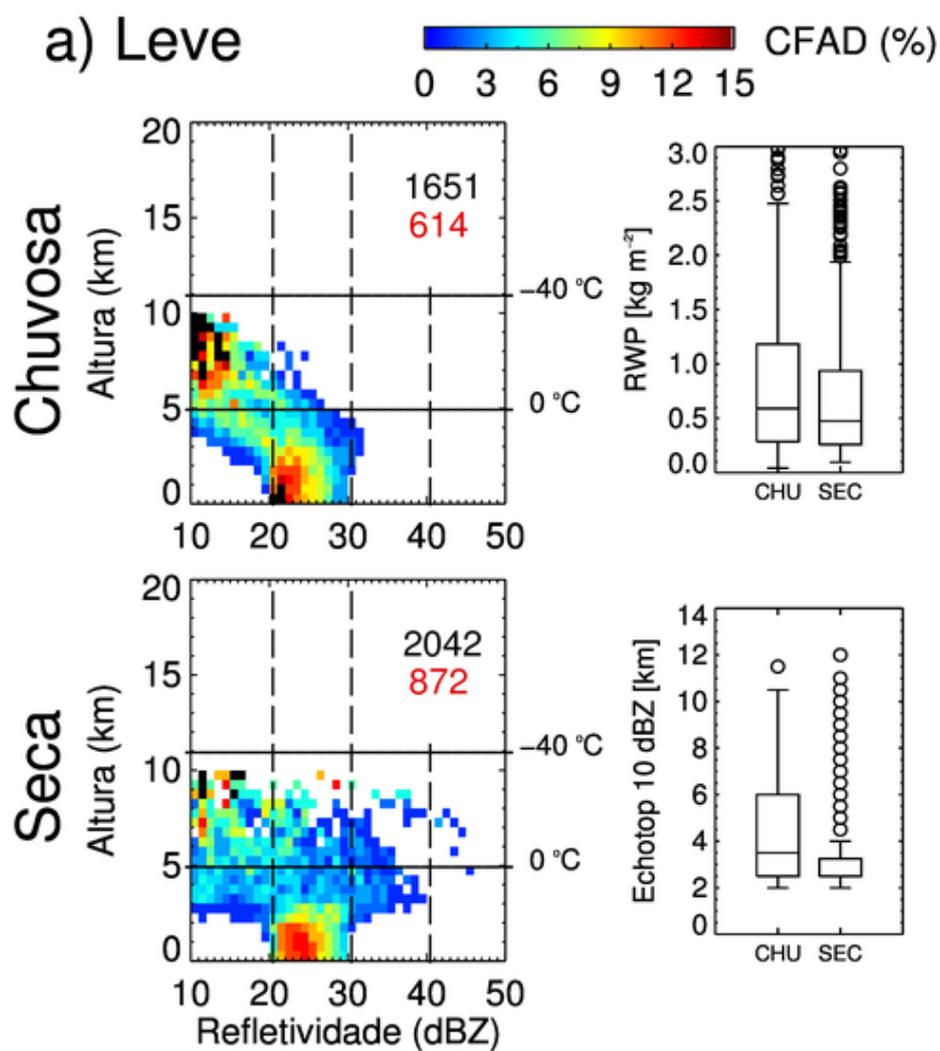


Figura 5.7 – Continuação.

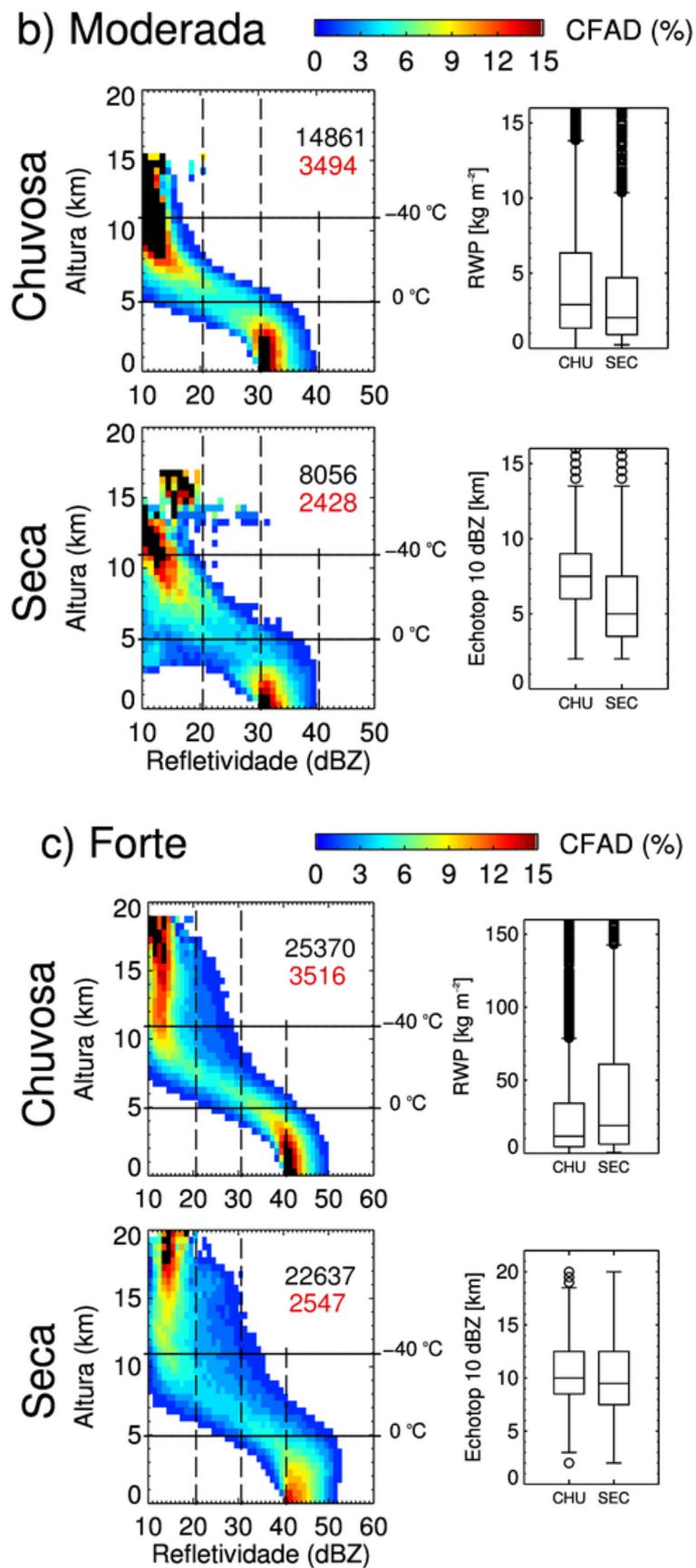


Figura 5.8 Perfis verticais médios de refletividade (Z) para CRCs Leve, Moderada e Forte durante a época chuvosa (seca) ilustrada pelas linhas sólidas (tracejadas) coloridas (em azul para classe Leve, verde para classe Moderada e vermelho para a classe Forte) [painel esquerdo]. Diferenças dos perfis verticais médios de Z para CRCs Leve, Moderada e Forte em função da estação (estação seca menos estação chuvosa) [painel direito].

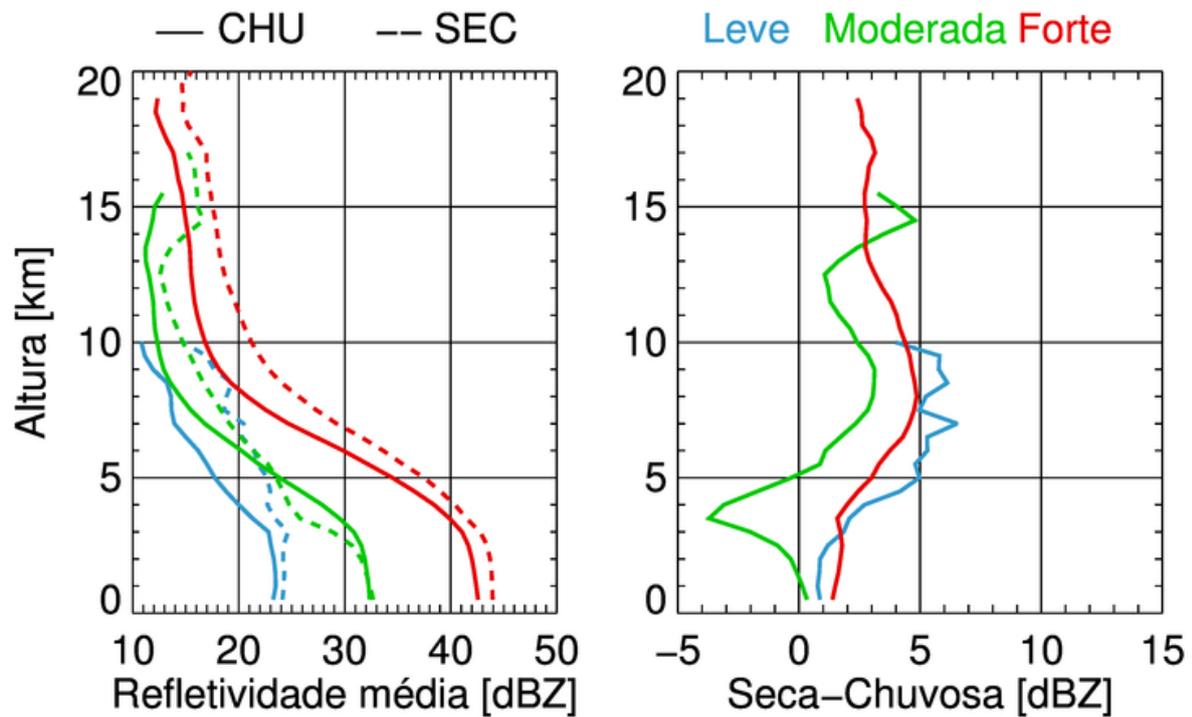


Figura 5.9 Idem à Figura 5.7, exceto para CRCs somente sob condições de CAPE baixo (CAPE < 1.500 J kg<sup>-1</sup>).

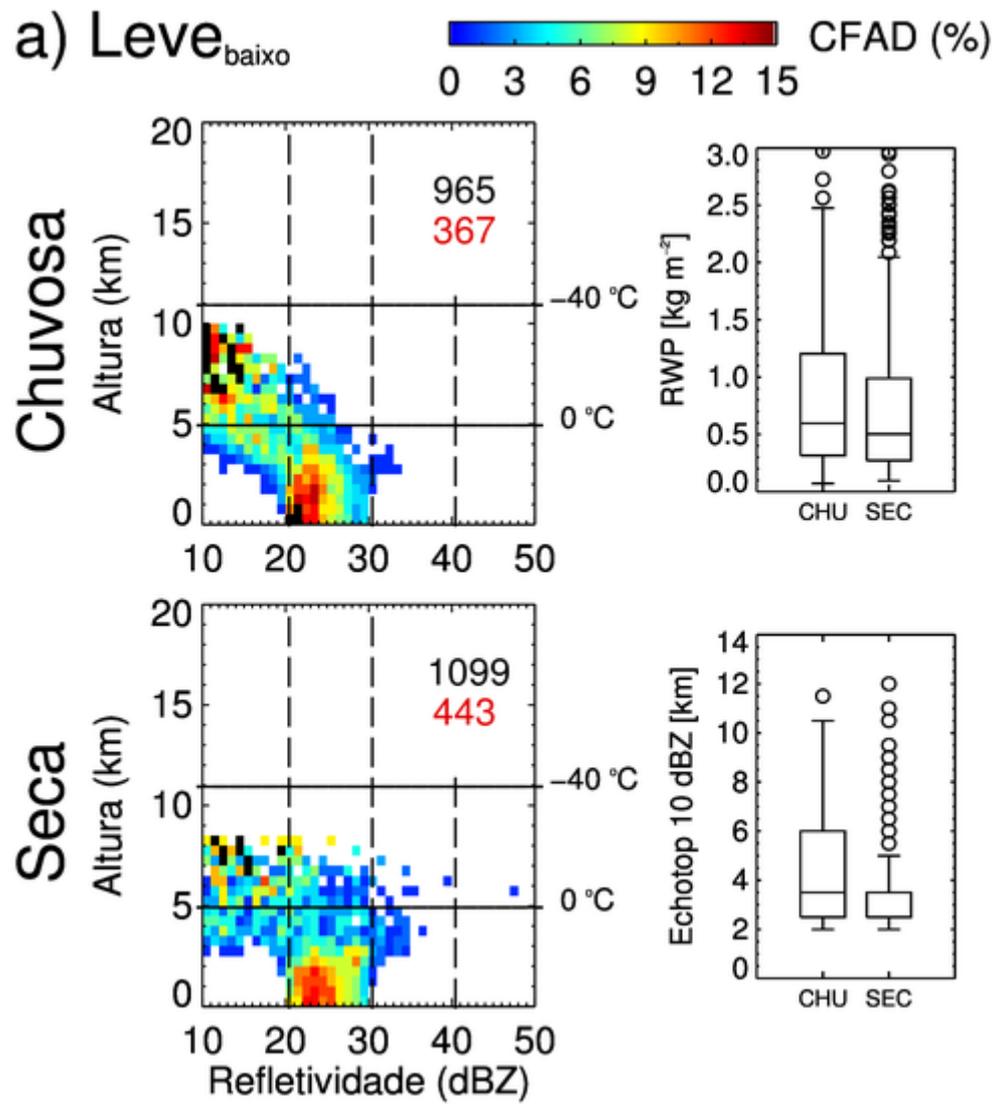


Figura 5.9 – Continuação.

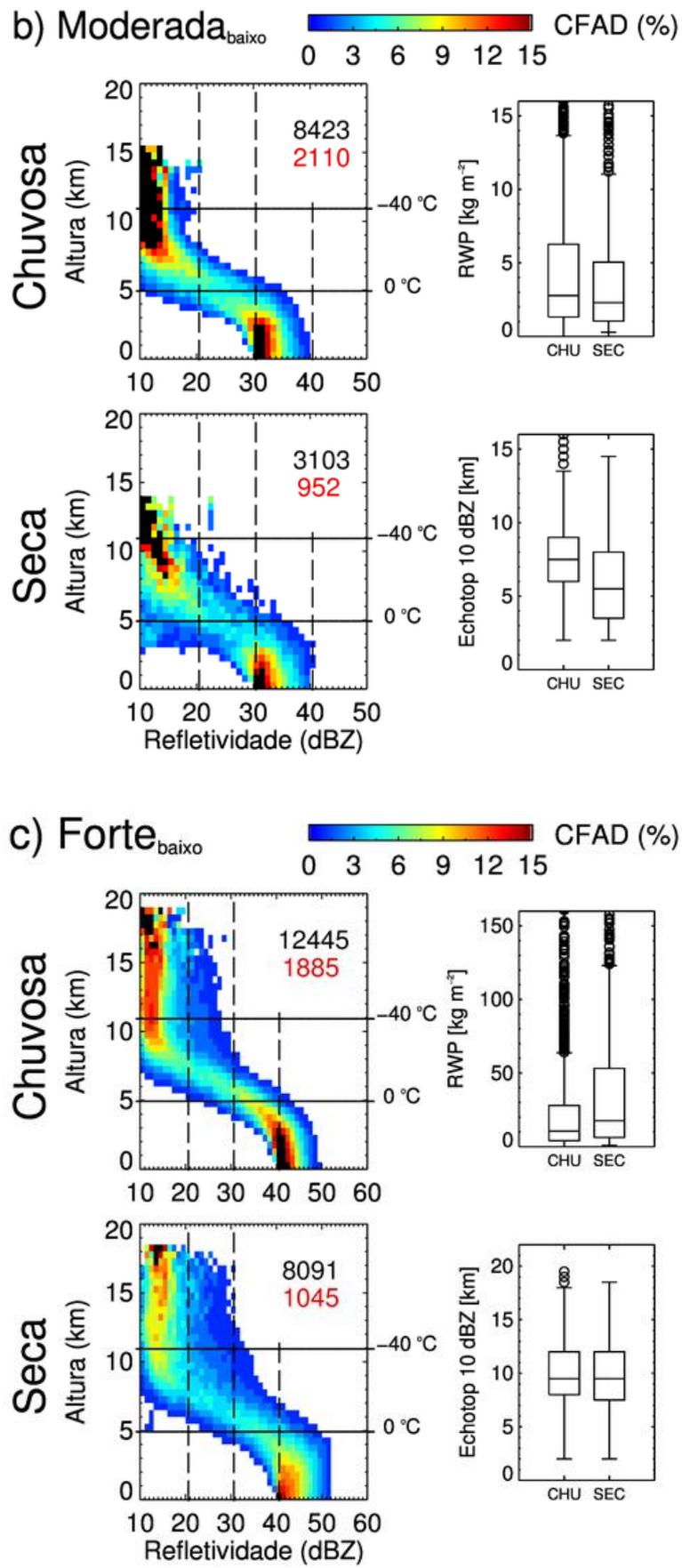


Figura 5.10 Idem à Figura 5.7, exceto para CRCs somente sob condições de CAPE alto ( $\text{CAPE} \geq 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ).

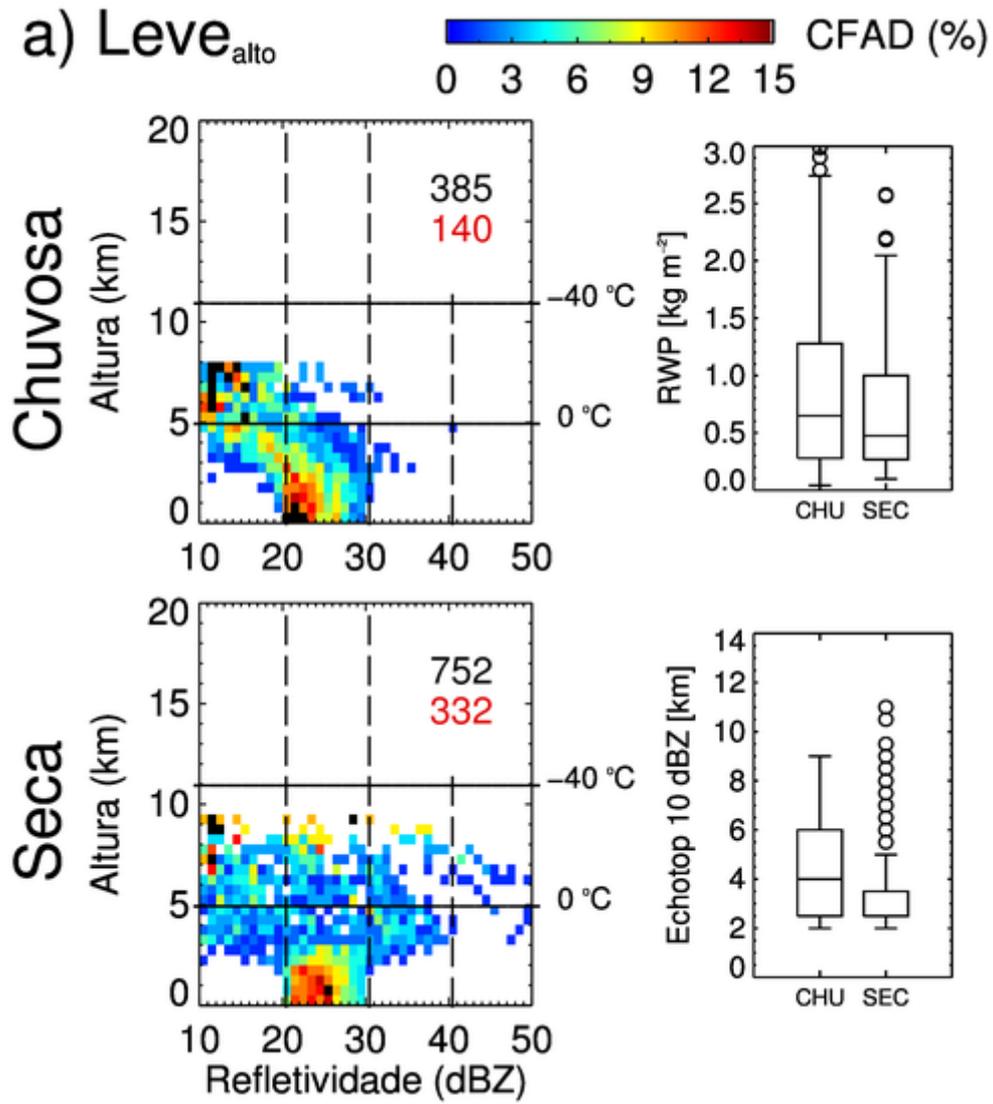


Figura 5.10 – Continuação.

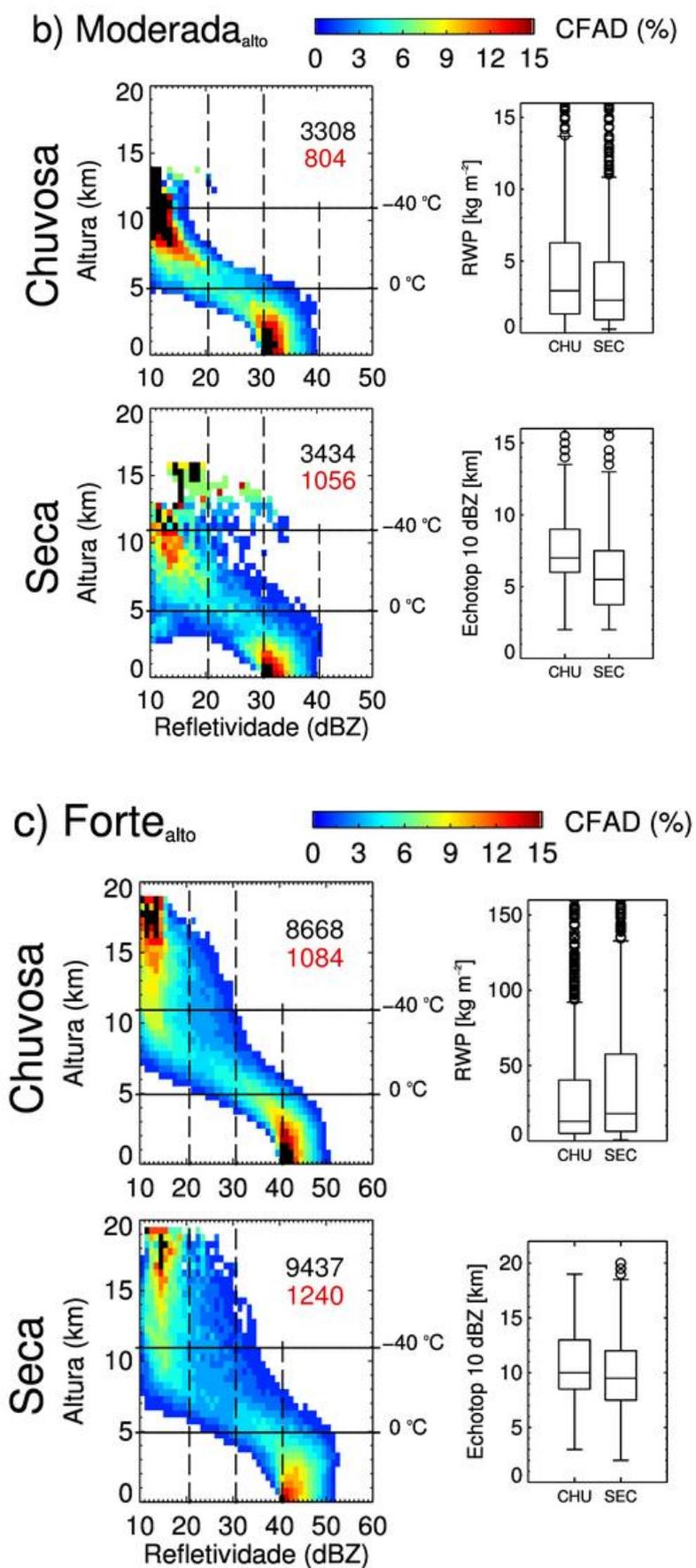


Figura 5.11 Idem à Figura 5.8, exceto para CRCs somente sob condições de CAPE; a) CAPE baixo ( $CAPE < 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ) e b) CAPE alto ( $CAPE \geq 1.500 \text{ J kg}^{-1}$ ).

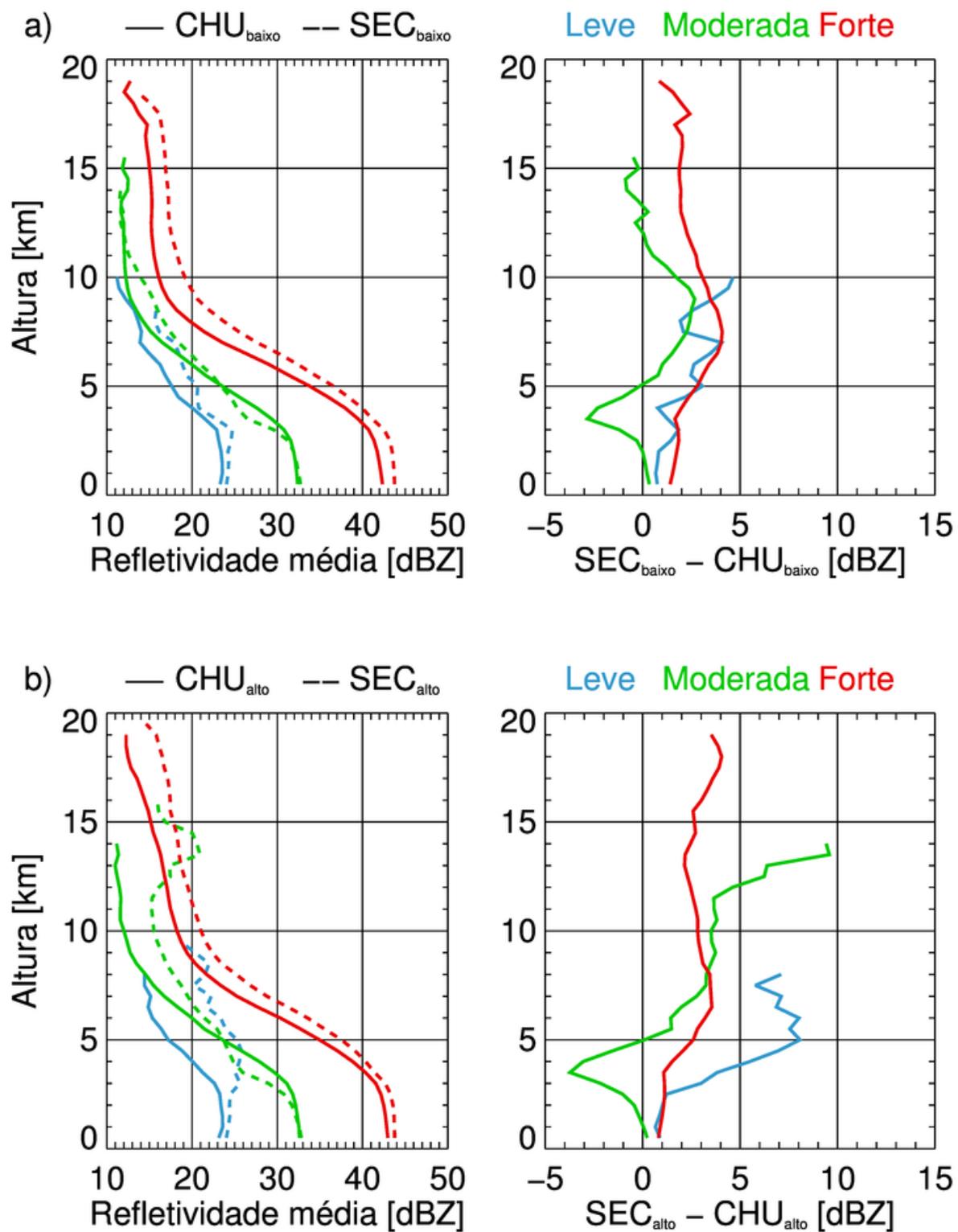


Figura 5.12 Idem à Figura 5.7, exceto para condições de CAPE baixo e alto; a) durante a estação chuvosa e b) durante a estação seca.

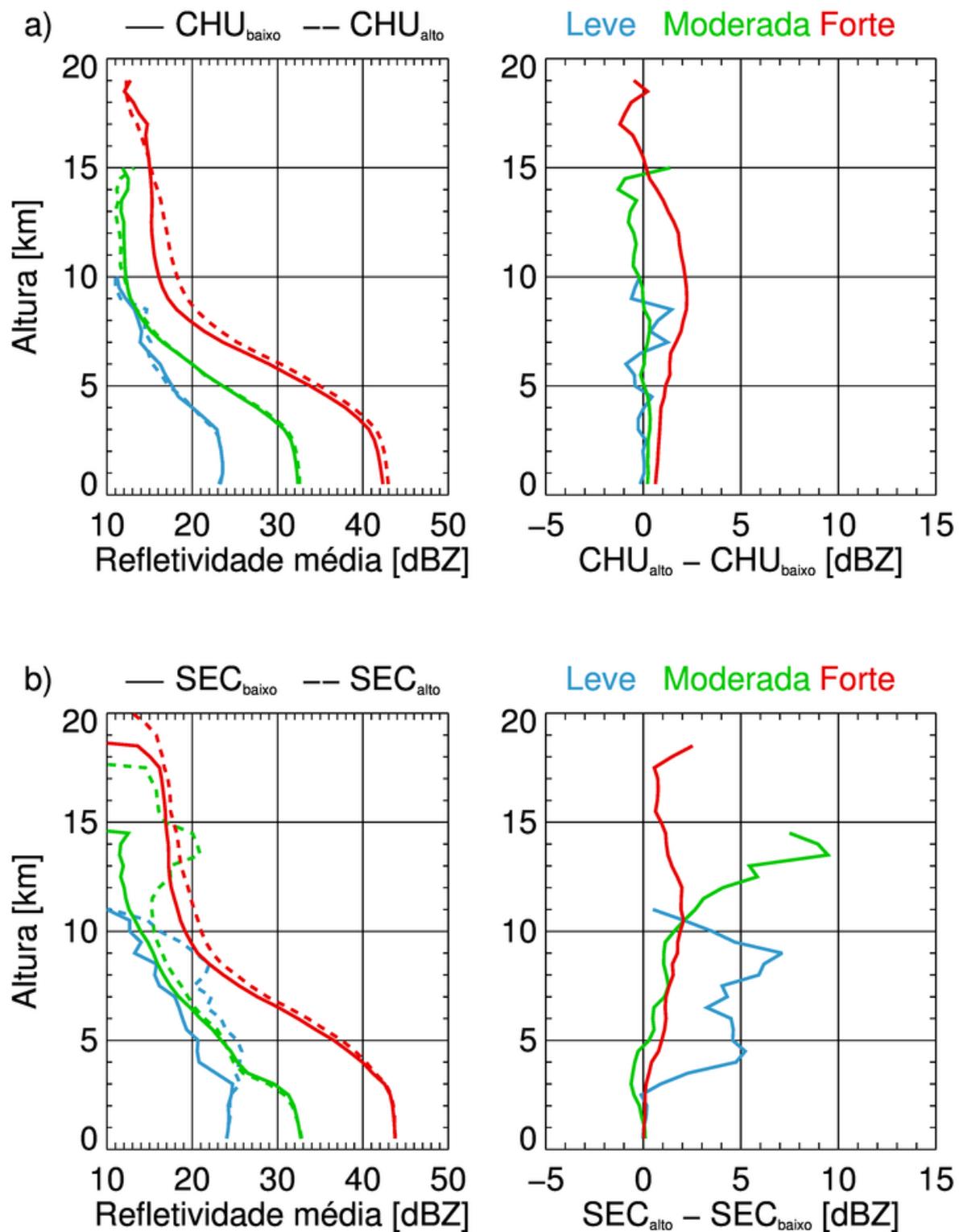
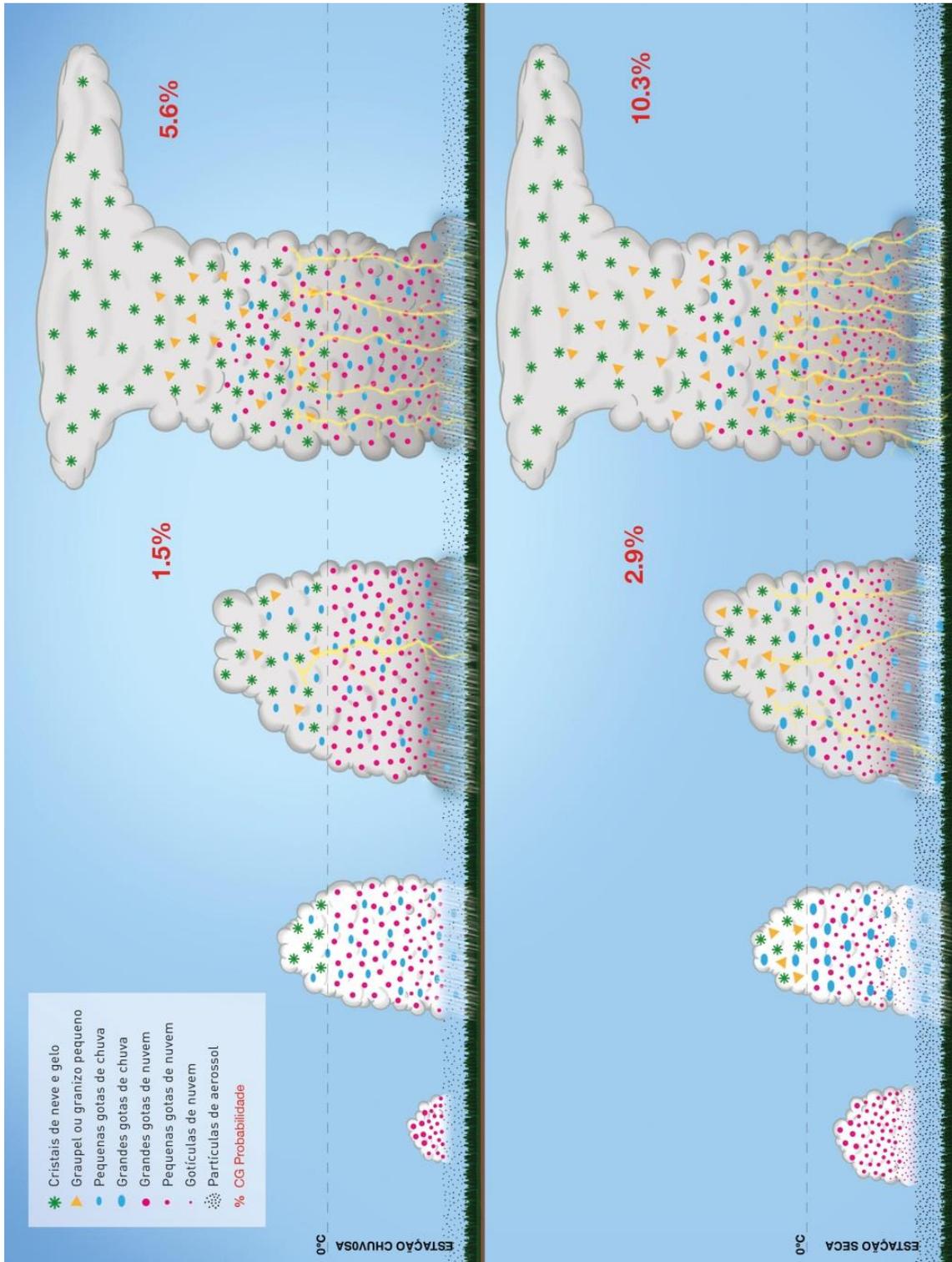


Figura 5.13. Microestrutura de nuvens convectivas na Amazônia durante a época chuvosa e seca de acordo com os resultados desse capítulo. A legenda no topo esquerdo da figura indica os tipos de hidrometeoros observados em nuvens convectivas, enquanto as porcentagens indicadas em vermelho indicam a probabilidade (ou fração) de ocorrência de raios CG nas células convectivas de chuva (CRCs) durante as duas estações do ano (baseada nos resultados da Tabela 5.1). Para mais informações vide o texto da seção 5.3.5.



## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objetivo desta tese foi avaliar o impacto das concentrações de aerossóis na microfísica de nuvens convectivas formadas sobre a Amazônia. O estudo descreveu as influências das concentrações de aerossóis biogênicos e antrópicos emitidos sobre a Amazônia durante o período chuvoso e seco nos processos de formação de gotas de nuvem, identificando o impacto dos aerossóis no início de formação de gotas de chuva e gelo em nuvens convectivas. Além disso, a influência das concentrações de aerossóis nas características microfísicas de células convectivas de chuva assim como a eletrificação das mesmas foi discutida.

Os resultados obtidos através de medidas de avião e de superfície evidenciaram que parametrizações utilizadas para os processos de formação de gotas na base da nuvem reproduziram as medições de concentrações de gotas feitas com instrumentos a bordo da aeronave HALO. O modelo de parcela adiabático utilizado para estimativa da altura em que se iniciam a formação de gotas de chuva e de gelo dentro de nuvens convectivas reproduziu, com pequenos desvios, a altura em que a precipitação se inicia dentro da nuvem. Maiores desvios foram encontrados em casos onde a nucleação secundária de gotas acima da base da nuvem ocorreu.

Em relação às características microfísicas de nuvens convectivas precipitantes, os resultados mostraram que o aumento das concentrações de aerossóis durante a época seca na Amazônia gera a supressão de chuva em nuvens convectivas pequenas e envigoração de nuvens profundas. O efeito de envigoração dos aerossóis nas tempestades produzidas na Amazônia foi evidenciado pela observação de ocorrência de raios do tipo nuvem-solo duas vezes maior durante a época seca (poluída). Mesmo em condições menos instáveis na atmosfera, uma vez formada as células convectivas de chuva durante a época seca produzem mais raios do que durante a época limpa. Estas características estão associadas diretamente a supressão dos processos de coalescência nas nuvens convectivas e a formação de grandes particulados de gelo devido a processos frios (e.g. acreção e *riming*) provocados pela maior quantidade de água de nuvem transportada para maiores profundidades das nuvens.

Logo, respondendo resumidamente as questões formuladas no Capítulo 1, temos:

1. *As parametrizações propostas para o cálculo do número de gotas a serem nucleadas na base de nuvens podem ser utilizadas para nuvens convectivas*

da Amazônia? Os resultados mostrados no Capítulo 3 evidenciam que as medições do espectro de CCN abaixo de nuvens convectivas [ $N_{CCN}(S)$ ] e correntes ascendentes na base da nuvem ( $W_b$ ) reproduziram o valor observado de concentração de gotas ( $N_d$ ) quando usando a parametrização de Twomey (1959), enquanto utilizando estimativas de supersaturação na base da nuvem ainda é um desafio. Além disso, a evolução vertical do raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) com a altura reproduziu o número adiabático de gotas na base da nuvem,  $N_a$ .

2. *Os perfis verticais do tamanho de gotas em nuvens convectivas são similares aos observados considerando o crescimento de gotas por processos adiabáticos como proposto por Rosenfeld et al. (2012b)?* A evolução dos valores medidos de  $r_e$  em função da profundidade de nuvem ( $D_c$ ) mostrou valores similares aos valores calculados a partir do modelo adiabático ( $r_{ea}$ ) com pequenas diferenças em função da distribuição de partículas de aerossóis.
3. *Através da determinação do número de gotas nucleados na base da nuvem é possível estimar a altura em que se inicia a formação de gotas de chuva e gelo em nuvens convectivas da Amazônia?* O Capítulo 4 mostrou que, apesar da suspeita de ocorrência de nucleação secundária de gotas,  $r_e$  foi suficientemente próximo ao  $r_{ea}$  permitindo a estimativa de iniciação de formação de chuva ( $D_r$ ) através da relação linear na forma de  $D_r = (5 \pm 0,7) \cdot N_a$  (onde  $D_r$  é dado em m e  $N_a$  em  $\text{cm}^{-3}$ ). As observações sugerem também que, na ausência de nucleação secundária,  $D_r$  é muito similar ao  $D_i$  (altura de iniciação de gelo) em condições muito poluídas, onde gotas de chuva não são formadas em temperaturas quentes. No entanto, a ausência de maior amostragem e estudos prévios sobre a  $D_i$  em nuvens convectivas não é conclusiva. A Figura 6.1 ilustra o efeito das concentrações dos aerossóis no número de gotas formadas na base de nuvens convectivas assim como os impactos na iniciação da formação de gotas de chuva e de gelo.
4. *Qual é o impacto da ocorrência de nucleação secundária de gotas acima da base da nuvem nos perfis verticais de tamanhos de gotas de nuvem e iniciação da formação de gotas de chuva e gelo nas nuvens convectivas?* A ocorrência de nucleação secundária durante o crescimento dos cúmulos

convectivos diminui a taxa de crescimento por condensação de gotas de nuvem em função da altura, suprimindo os processos de coalescência e atrasando os processos de formação de gelo (pois gotas pequenas congelam em temperaturas menores).

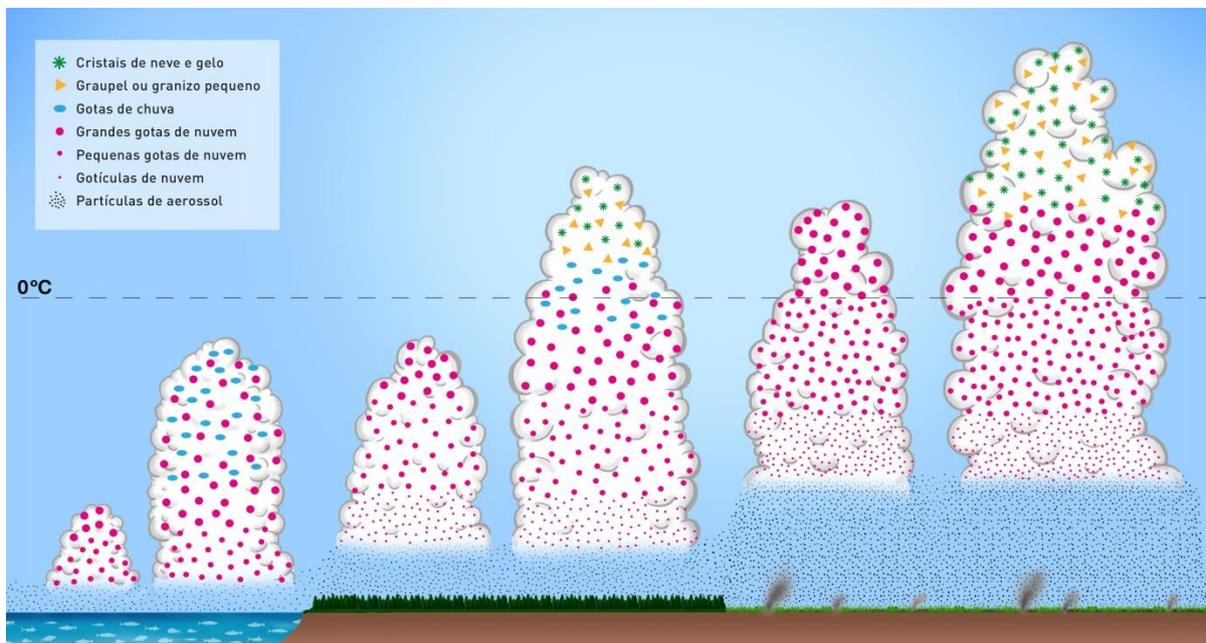
5. *Qual é o impacto da poluição gerada pela pluma de Manaus e emissões de queimadas durante a época seca na Amazônia na ocorrência de raios do tipo nuvem-solo produzidos por células convectivas de chuva?* As células convectivas de chuva formadas durante a época seca na Amazônia apresentaram uma probabilidade duas vezes maior de ocorrência de raios do tipo nuvem-solo. Além disso, as células de chuva convectivas formadas durante essa época apresentaram maiores taxas de raios por minuto do que a estação chuvosa, evidenciando a maior severidade das tempestades formadas em ambientes poluídos.
6. *Quais são os impactos na microestrutura de células convectivas de chuva causados pelo aumento das concentrações de aerossóis durante a época seca na Amazônia?* Durante a época chuvosa, os cúmulos convectivos se desenvolvem em condições limpas e a formação de precipitação ocorre em profundidades menores do que na época seca (poluída). A formação de gotas de chuva ocorre principalmente durante a fase quente do desenvolvimento das nuvens convectivas e gotas de chuva são formadas por coalescência. Durante a época seca, as gotas de chuva são formadas em maiores profundidades por coalescência (próximas ao nível de congelamento), em níveis superesfriados as gotas de nuvem congelam e formam partículas de gelo precipitantes que caem e derretem em níveis mais baixos. A formação de gelo e gotas de chuva em níveis mais frios produz a formação de hidrometeoros maiores devido a processos de acreção e *riming*, e portanto, maiores partículas de gelo e gotas de chuva são produzidas na época seca. Essas características tem grande impacto na atividade elétrica das nuvens convectivas que é mais intensa na época seca devido ao maior conteúdo de água superesfriada e maiores tamanhos de partículas de gelo na nuvem.

## **SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS**

Os resultados obtidos nessa tese relativos aos impactos dos aerossóis nos processos de formação de nuvem e precipitação em nuvens convectivas evidenciam a importância de estudos associados microfísica de nuvens. Mostrou-se que o aumento das concentrações de aerossóis provocado por ações antrópicas altera a composição das nuvens de forma a modificar a precipitação e a produção de raios das mesmas. A realização de experimentos de campo utilizando informações de instrumentos a bordo de aeronaves mostrou-se importantíssima na investigação dos processos microfísicos em nuvens. No entanto, o alto custo relativo a esses tipos de experimento torna esses tipos de análises muitas vezes inviáveis financeiramente, pois não podem ser reproduzidos com alta frequência temporal e em grande escala espacial. Uma saída para reprodução de estudos similares pode ser feita através de dados de radares meteorológicos e satélites ambientais. Neste sentido seguem algumas sugestões para trabalhos futuros:

- Investigação de iniciação da formação de nuvens e precipitação através de radares meteorológicos. Neste particular, uma composição de informações provenientes de radares de nuvem (e.g. banda W) e radares de chuva (e.g. banda S ou C) de dupla polarização com alta resolução temporal (5 min no máximo) capacitaria o estudo do ciclo de vida das nuvens convectivas desde a formação de gotas de chuva a iniciação de chuva e gelo. Essas informações associadas aos dados de superfície de concentrações de aerossóis e radiossondagens seriam ideais para explorar a microfísica associada às nuvens convectivas;
- Investigação do ciclo de vida de nuvens convectivas até a iniciação da ocorrência de raios. Esse estudo pode ser realizado através de dados do recém-lançado satélite GOES-16 para regiões com baixa concentração de aerossóis (como o Oceano Atlântico) e regiões poluídas (região continental da Américas). Características relativas à taxa de raios em função do ciclo de vida de sistemas convectivos forneceriam importante informação para previsões de curto prazo por exemplo.

Figura 6.1. Características gerais de nuvens convectivas formadas sobre a Amazônia durante a época seca. As nuvens convectivas formadas sobre o Oceano Atlântico na costa brasileira têm uma menor concentração de gotas na base da nuvem ( $N_d$ ) devido a menor concentração de aerossóis e menores correntes ascendentes. A iniciação da formação de gotas de chuva ocorre em profundidades menores ( $\sim 2$  km) através de processos de colisão e coalescência. À medida que as nuvens são mais continentais maiores concentrações de aerossóis e correntes verticais são observadas sob estas, e um maior  $N_d$  é nucleado (como observado sobre a floresta e o arco do desflorestamento). Além disso, as alturas das bases das nuvens são maiores à medida que sobre a floresta Amazônica e o arco do desflorestamento a umidade do ar é inferior às regiões marítimas. Isso tem impacto direto na altura de iniciação de formação de gotas de chuva e de gelo, que é proporcional a  $N_d$ . Sobre a floresta processos de coalescência são observados em níveis próximos a  $0^\circ\text{C}$ , enquanto sobre o arco do desflorestamento os processos de coalescência de gotas são suprimidos e a formação de hidrometeoros precipitantes ocorre apenas na forma de gelo.





## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, B. A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. **Science**, v. 245, n. 4923, p. 1227–1230, 1989.

ALBRECHT, R. I. et al. Where are the lightning hotspots on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. BAMS-D-14-00193.1, 2016.

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; SILVA DIAS, M. A. F. Electrification of precipitating systems over the Amazon: Physical processes of thunderstorm development. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. D8, p. D08209, 23 abr. 2011.

ALTARATZ, O. et al. Lightning response to smoke from Amazonian fires. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 7, p. n/a-n/a, 1 abr. 2010.

ALTARATZ, O. et al. Review: Cloud invigoration by aerosols-Coupling between microphysics and dynamics. **Atmospheric Research**, v. 140-141, p. 38-60, 2014.

ANDREAE, M. O. et al. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science (New York, N.Y.)**, v. 303, n. 5662, p. 1337–42, 27 fev. 2004.

ANDREAE, M. O. Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 2, p. 543–556, 26 jan. 2009.

ANDREAE, M. O. et al. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): Overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 18, p. 10723–10776, 2015.

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D. Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. **Earth-Science Reviews**, v. 89, n. 1–2, p. 13–41, 2008.

ARAGÃO, L. E. O. C. et al. Environmental change and the carbon balance of Amazonian forests. **Biological Reviews**, v. 89, n. 4, p. 913–931, 2014.

ARTAXO, P. et al. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. 20, p. 1–14, 2002.

ARTAXO, P. et al. Atmospheric aerosols in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. **Faraday Discussions**, v. 165, p. 203–235, 2013.

AVISSAR, R. The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8086, 2002.

BAUMGARDNER, D. et al. The cloud, aerosol and precipitation spectrometer: A new instrument for cloud investigations. **Atmospheric Research**, v. 59–60, p. 251–264, 2001.

BAUMGARDNER, D. et al. The shapes of very small cirrus particles derived from in

situ measurements. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 1, p. 1–4, 2005.

BAUMGARDNER, D.; STRAPP, W.; DYE, J. E. Evaluation of the Forward Scattering Spectrometer Probe. Part II: Corrections for Coincidence and Dead-Time Losses, **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 2, p. 626-632, 1985.

BEALS, M. J. et al. Holographic measurements of inhomogeneous cloud mixing at the centimeter scale, **Science**, . v. 350, n. 6256, p. 87–90, 2015.

BELL, T. L.; ROSENFELD, D.; KIM, K. M. Weekly cycle of lightning: Evidence of storm invigoration by pollution. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 23, 2009.

BRAGA, R. C. et al. Comparing parameterized versus measured microphysical properties of tropical convective cloud bases during the ACRIDICON-CHUVA campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 17, 7365-7386, <https://doi.org/10.5194/acp-17-7365-2017>, 2017.

BRAGA, R. C. et al. Aerosol concentrations determine the height of warm rain and ice initiation in convective clouds over the Amazon basin. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, <https://doi.org/10.5194/acp-2016-1155>, in review, 2017.

BRENGUIER, J. L. et al. In Situ Measurements of Cloud and Precipitation Particles. In: **Airborne Measurements for Environmental Research: Methods and Instruments**, p. 225–301, 2013.

BURNET, F.; BRENGUIER, J.-L. Observational Study of the Entrainment-Mixing Process in Warm Convective Clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 6, p. 1995–2011, 2007.

CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. The Relationship between Precipitation and Lightning in Tropical Island Convection: A C-Band Polarimetric Radar Study. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, p. 2687–2710, 2000.

CIFELLI, R.; PETERSEN, W. Radar observations of the kinematic, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. February 1999, p. 1–16, 2002.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Lines: A Case Study. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3163–3174, 1995.

COTTON, W. R.; YUTER, S. Principles of cloud and precipitation formation. In: **Aerosol Pollution Impact on Precipitation: A Scientific Review**. p. 13–43, 2009.

DYE, J. E.; BAUMGARDNER, D. Evaluation of the forward scattering spectrometer probe. Part I: Electronic and Optical Studies. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 1, p. 329-344, 1984.

EICHLER, H. et al. Influence of ice crystal shape on retrieval of cirrus optical thickness and effective radius: A case study. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D19, p. D19203, 3 out. 2009.

FAN, J. et al. Microphysical effects determine macrophysical response for aerosol impacts on deep convective clouds. **Proceedings of the National Academy of**

**Sciences of the United States of America**, v. 110, n. 48, p. E4581-90, 26 nov. 2013.

FAN, J. et al. Aerosol impacts on California winter clouds and precipitation during calwater 2011: Local pollution versus long-range transported dust. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 1, p. 81–101, 2014.

FREUD, E. et al. Robust relations between CCN and the vertical evolution of cloud drop size distribution in deep convective clouds. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 8, n. 6, p. 1661–1675, 2008.

FREUD, E.; ROSENFELD, D. Linear relation between convective cloud drop number concentration and depth for rain initiation. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 117, n. 2, p. 1–13, 2012.

FREUD, E.; ROSENFELD, D.; KULKARNI, J. R. Resolving both entrainment-mixing and number of activated CCN in deep convective clouds. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 24, p. 12887–12900, 20 dez. 2011.

FREY, W. et al. In situ measurements of tropical cloud properties in the West African Monsoon: Upper tropospheric ice clouds, mesoscale convective system outflow, and subvisual cirrus. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 12, p. 5569–5590, 2011.

GIANGRANDE, S. E. et al. Convective cloud vertical velocity and mass-flux characteristics from radar wind profiler observations during GoAmazon2014/5. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 21, p. 12,891-12,913, 2016.

GIVATI, A.; ROSENFELD, D. Possible impacts of anthropogenic aerosols on water resources of the Jordan River and the Sea of Galilee. **Water Resources Research**, v. 43, n. 10, p. 1–15, 2007.

GOREN, T.; ROSENFELD, D. Decomposing aerosol cloud radiative effects into cloud cover, liquid water path and Twomey components in marine stratocumulus. **Atmospheric Research**, v. 138, p. 378–393, 2014.

GULTEPE, I.; ISAAC, G.; COBER, S. Cloud microphysical characteristics versus temperature for three Canadian field projects. **Annales Geophysicae**, p. 1891–1898, 2002.

GUNTHER, S. S. et al. Cloud condensation nuclei in pristine tropical rainforest air of Amazonia: size-resolved measurements and modeling of atmospheric aerosol composition and CCN activity. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 9, n. 1, p. 3811–3870, 2009.

GUY, N. et al. Comparing the convective structure and microphysics in two sahelian mesoscale convective systems: radar observations and CRM simulations. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 2, p. 582–601, 2013.

HADDAD, Z. S.; ROSENFELD, D. Optimality of empirical Z-R relations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, p. 1283–1293, 1997.

JÄRVINEN, E. et al. Quasi-spherical Ice in convective clouds. **Journal of the**

**Atmospheric Sciences** , 73, 3885–3910, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0365.1>, 2016.

JEBBERGER, P. et al. Aircraft type influence on contrail properties. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 23, p. 11965–11984, 2013.

JIANG, H.; FEINGOLD, G. Effect of aerosol on warm convective clouds: Aerosol-cloud-surface flux feedbacks in a new coupled large eddy model. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D1, p. D01202, 2006.

KHAIN, A. et al. The role of CCN in precipitation and hail in a mid-latitude storm as seen in simulations using a spectral (bin) microphysics model in a 2D dynamic frame. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 1, p. 129–146, 2011.

KHAIN, A. P.; BENMOSHE, N.; POKROVSKY, A. Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: an attempt at classification. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 6, p. 1721–1748, 2008.

KHAIN, A. et al. Notes on the state-of-the-art numerical modeling of cloud microphysics. **Atmospheric Research**, v. 55, n. 3–4, p. 159–224, dez. 2000.

KHAIN, A. P.; ROSENFELD, D.; POKROVSKY, A. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, p. 2639–2663 ST–Aerosol impact on the dynamics and, 2005.

KING, W. D.; PARKIN, D. A.; HANDSWORTH, R. J. A hot-wire liquid water device having fully calculable response characteristics. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, p. 1809–1813, 1978.

KLEIN, S. A. et al. Intercomparison of model simulations of mixed-phase clouds observed during the ARM Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment. I: single-layer cloud. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 135, n. 641, p. 979–1002, abr. 2009.

KLINGEBIEL, M. et al. Arctic low-level boundary layer clouds: In situ measurements and simulations of mono- and bimodal supercooled droplet size distributions at the top layer of liquid phase clouds. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 2, p. 617–631, 2015.

KNIPPERTZ, P. et al. The dacciwa project: dynamics-aerosol-chemistry-cloud interactions in West Africa. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 9, p. 1451–1460, 2015.

KÖHLER, H. The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. **Transactions of the Faraday Society**, v. 32, p. 1152–1161, 1936.

KONWAR, M. et al. Suppression of warm rain by aerosols in rain-shadow areas of India. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 10, n. 7, p. 17009–17027, 2010.

KONWAR, M. et al. Aerosol control on depth of warm rain in convective clouds. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 117, n. 13, p. 1–10, 2012.

- KOREN, I. et al. Smoke Invigoration Versus Inhibition of Clouds over the Amazon. **Science**, v. 321, n. 1, p. 1–5, 2008.
- KOREN, I. et al. Aerosol-induced changes of convective cloud anvils produce strong climate warming. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 10, p. 5001–5010, 2010.
- KOREN, I. et al. Aerosol-induced intensification of rain from the tropics to the mid-latitudes. **Nature Geoscience**, v. 5, n. 2, p. 118–122, 15 jan. 2012.
- KOROLEV, A. V.; MAKAROV, Y. E.; NOVIKOV, V. S. On the calibration of cloud particle counter FSSP. **Transactions of Central Aerological Observatory**, v. 158, n. January 1985, p. 43–49, 1985.
- KRAUTSTRUNK, M.; GIEZ, A. The transition from FALCON to HALO era airborne atmospheric research. In: SCHUMANN U. (Ed.). **Research topics in aerospace**. Springer, Berlin, Heidelberg: Atmospheric Physics, 2012.
- KUHN, U. et al. Impact of Manaus City on the Amazon Green Ocean atmosphere: ozone production, precursor sensitivity and aerosol load. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 19, p. 9251–9282, 1 out. 2010.
- LANCE, S. et al. Water droplet calibration of the Cloud Droplet Probe (CDP) and in-flight performance in liquid, ice and mixed-phase clouds during ARCPAC. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 3, n. 6, p. 1683–1706, 2010.
- LANCE, S. Coincidence errors in a cloud droplet probe (CDP) and a cloud and aerosol spectrometer (CAS), and the improved performance of a modified CDP. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 29, n. 10, p. 1532–1541, 2012.
- LENSKY, I.; ROSENFELD, D. Clouds-aerosols-precipitation satellite analysis tool (CAPSAT). **Atmospheric Chemistry and Physics**, n. 1998, p. 6739–6753, 2008.
- LIU, C.; ZIPSER, E.; NESBITT, S. Global distribution of tropical deep convection: Different perspectives from TRMM infrared and radar data. **Journal of climate**, p. 489–503, 2007.
- LIU, P. S. K. et al. Response of particle measuring systems airborne ASASP and PCASP to NaCl and latex particles. **Aerosol Science and Technology**, v. 16, n. 2, p. 83–95, 1992.
- LOHMANN, U.; FEICHTER, J. Global indirect aerosol effects: a review. **Atmospheric Chemistry and Physics**, p. 715–737, 2005.
- MACHADO, L. A. T. et al. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1–3, p. 61–77, 2004.
- MACHADO, L. A. T. et al. The CHUVA project: How does convection vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014a.
- MALLAUN, C.; GIEZ, A.; BAUMANN, R. Calibration of 3-D wind measurements on a

single-engine research aircraft. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 8, n. 8, p. 3177–3196, 2015.

MARENGO, J. A. On the hydrological cycle of the Amazon Basin: a historical review and current state-of-the-art Jose Antonio Marengo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 1–19, 2006.

MARTIN, S. T. et al. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. **Reviews of Geophysics**, v. 48, n. 2, p. RG2002, 2010.

MARTIN, S. T. et al. Introduction: observations and modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 8, p. 4785–4797, 2016a.

MARTIN, S. T. et al. The Green Ocean Amazon Experiment (GoAmazon2014/5) observes pollution affecting gases, aerosols, clouds, and rainfall over the rain forest. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. BAMS-D-15-00221.1, 2016b.

MOLLEKER, S. et al. Microphysical properties of synoptic-scale polar stratospheric clouds: In situ measurements of unexpectedly large HNO<sub>3</sub>-containing particles in the arctic vortex. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 19, p. 10785–10801, 2014.

MOORE, R. H. et al. Biofuel blending reduces aircraft engine particle emissions at cruise conditions. **Nature**, v. 543, p. 411–415, 2017.

MORRISON, H.; GRABOWSKI, W. W. Response of tropical deep convection to localized heating perturbations: implications for aerosol-induced convective invigoration. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 11, p. 3533–3555, nov. 2013.

NEGRI, A. J. et al. The impact of Amazonian deforestation on dry season rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1306–1319, 2004.

NEGRI, A. J.; ANAGNOSTOU, E. N.; ADLER, R. F. A 10-yr climatology of Amazonian rainfall derived from passive microwave satellite observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 42–56, 2000.

PARAMONOV, M. et al. A synthesis of cloud condensation nuclei counter (CCNC) measurements within the EUCAARI network. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 21, p. 12211–12229, 2015.

PETERSEN, W. TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. **Geophysical research Letters**, v. 32, n. April, p. 2–5, 2005.

PETERSEN, W.; RUTLEDGE, S. Regional variability in tropical convection: Observations from TRMM. **Journal of Climate**, p. 3566–3586, 2001.

PETTERS, M. D.; KREIDENWEIS, S. M. A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. **Atmospheric Chemistry and Physics**, p. 1961–1971, 2007.

PINSKY, M. et al. Analytical estimation of droplet concentration at cloud base. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 117, n. 17, p. 1–14, 2012.

PINSKY, M. B.; KHAIN, A. P. Effects of in-cloud nucleation and turbulence on droplet spectrum formation in cumulus clouds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 128, n. 580, p. 501–533, 2002.

PÖHLKER, M. L. et al. Long-term observations of atmospheric aerosol, cloud condensation nuclei concentration and hygroscopicity in the Amazon rain forest – Part 1: Size-resolved characterization and new model parameterizations for CCN prediction. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.16, p.15709-15740, 2016a.

PÖSCHL, U. et al. Rainforest Aerosols as Biogenic Nuclei of Clouds and Precipitation in the Amazon. **Science**, v. 329, n. 2010, p. 1513–1516, 2010a.

PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D.; WANG, P. K. Microphysics of Clouds and Precipitation, **Aerosol Science and Technology**, v. 28, n. 4, p. 381-382, 1998. doi:10.1080/02786829808965531.

RAMANATHAN, V. et al. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. **Science (New York, N.Y.)**, v. 294, n. 5549, p. 2119–24, 7 dez. 2001.

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D21, p. 26539–26551, 1996.

RENNÓ, N. O. et al. CHASER: An innovative satellite mission concept to measure the effects of aerosols on clouds and climate. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 5, p. 685–694, maio 2013.

REUTTER, P. et al. Aerosol- and updraft-limited regimes of cloud droplet formation: influence of particle number, size and hygroscopicity on the activation of cloud condensation nuclei (CCN). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 18, p. 7067–7080, 24 set. 2009.

ROBERTS, G. C. et al. Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: “Marine” conditions over a continent? **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 14, p. 2807–2810, 2001.

ROBERTS, G. C.; NENES, A. A continuous-flow streamwise thermal-gradient CCN chamber for atmospheric measurements. **Aerosol Science and Technology**, v. 39, n. 3, p. 206–221, 2005.

ROCA, R. et al. Robust observational quantification of the contribution of mesoscale convective systems to rainfall in the tropics. **Journal of Climate**, v. 27, p. 4952–4958, 2014.

ROGERS, R. R.; YAU, M. K. **A short course of cloud physics**. 3. ed. Oxford, UK: Library of Congress, 1989.

ROSE, D. et al. Calibration and measurement uncertainties of a continuous-flow cloud condensation nuclei counter (DMT-CCNC): CCN activation of ammonium sulfate and sodium chloride aerosol particles in theory and experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.8, 1153-1179, <https://doi.org/10.5194/acp-8-1153-2008>, 2008.

ROSENBERG, P. D. et al. Particle sizing calibration with refractive index correction for light scattering optical particle counters and impacts upon PCASP and CDP data collected during the Fennec campaign. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 5, p. 1147–1163, 2012.

ROSENFELD, D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. **Science**, v. 287, p. 1793-1796, 2000.

ROSENFELD, D. et al. Aircraft microphysical documentation from cloud base to anvils of hailstorm feeder clouds in Argentina. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 45, n. 9, p. 1261–1281, 2006.

ROSENFELD, D. et al. Flood or drought: how do aerosols affect precipitation? **Science (New York, N.Y.)**, v. 321, n. 5894, p. 1309–13, 2008.

ROSENFELD, D. et al. Glaciation temperatures of convective clouds ingesting desert dust, air pollution and smoke from forest fires. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 21, p. 2006–2010, 2011.

ROSENFELD, D. et al. The scientific basis for a satellite mission to retrieve CCN concentrations and their impacts on convective clouds. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 5, n. 8, p. 2039–2055, 23 ago. 2012.

ROSENFELD, D. et al. Combined satellite and radar retrievals of drop concentration and CCN at convective cloud base. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 9, p. 3259–3265, 2014.

ROSENFELD, D. et al. Satellite retrieval of cloud condensation nuclei concentrations by using clouds as CCN chambers. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 113, n. 21, p. 5828–5834, 2016.

ROSENFELD, D.; GUTMAN, G. Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data. **Atmospheric Research**, v. 34, n. 1–4, p. 259–283, 1994.

ROSENFELD, D.; LENSKY, I. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. **Bulletin of the American**, v. 70, p. 2457-2476, 1998.

ROSENFELD, D.; ULBRICH, C. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. **Meteorological Monographs**, 52, 237–258, [https://doi.org/10.1175/0065-9401\(2003\)030<0237:CMPPAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/0065-9401(2003)030<0237:CMPPAR>2.0.CO;2)

ROSENFELD, D.; WANG, H.; RASCH, P. J. The roles of cloud drop effective radius and LWP in determining rain properties in marine stratocumulus. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 13, p. 1–6, 2012.

RUDICH, Y. Treating clouds with a grain of salt. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 22, p. 6–9, 2002.

SAID, R. K.; MURPHY, M. GLD360 upgrade: performance analysis 549 and applications. In: **INT. LIGHTNING DETECTION CONF, 24. & INT. LIGHTNING METEOR. CONF.**, 6., 18-21 April, San Diego, California, USA. 2016.

SARAIVA, I.; M.A. SILVA DIAS; C.A. MORALES; J.M. SARAIVA. regional variability of rain clouds in the amazon basin as seen by a network of weather radars. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, p. 2657–2675, 2016. doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0183.1.

SCHUMANN, U. et al. Effective radius of ice particles in cirrus and contrails. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, p. 300–321, 2011.

SEGAL, Y.; PINSKY, M.; KHAIN, A. The role of competition effect in the raindrop formation. **Atmospheric Research**, v. 83, n. 1, p. 106–118, 2007.

SHUKLA, J.; NOBRE, C.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. **Science (New York, N.Y.)**, v. 247, p. 1322–1325, 1990.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 107, n. 20, 2002.

SILVA DIAS, M. A. F. DA; COHEN, J. C. P.; GANDÚ, A. W. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera na Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, 2005.

STEINER, M.; HOUZE, R. A.; YUTER, S. E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and Rain Gauge Data, **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, p. 1978-2007, 1995.

STRAPP, J. W. et al. Wind tunnel measurements of the response of hot-wire liquid water content instruments to large droplets. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, n. 6, p. 791–806, 2003.

TAO, W.; CHEN, J.; LI, Z. Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. **Reviews of ...**, v. 26, n. 20, p. 3105–3108, 2012.

TWOMEY, S. The nuclei of natural cloud formation part II: the supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. **Geofisica Pura e Applicata**, v. 43, n. 1, p. 243–249, 1959.

TWOMEY, S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, 1149-1152, 1977.

VOIGT, C. et al. In-situ observations of young contrails - overview and selected results from the CONCERT campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 18, p. 9039–9056, 2010.

VOIGT, C. et al. Extinction and optical depth of contrails. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 11, 2011.

VOIGT, C. et al. ML-CIRRUS - the airborne experiment on natural cirrus and contrail cirrus with the high-altitude long-range research aircraft HALO. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 98, 271–288, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00213.1>. 2017.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science an introductory survey**. Amsterdam, Elsevier Academic Press, 2006.

- WANG, N. Y.; GOPALAN, K.; ALBRECHT, R. I. Application of lightning to passive microwave convective and stratiform partitioning in passive microwave rainfall retrieval algorithm over land from TRMM. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, 2012.
- WEIGEL, R. et al. Thermodynamic correction of particle concentrations measured by underwing probes on fast-flying aircraft. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 9, n. 10, p. 5135–5162, 2016.
- WENDISCH, M. et al. The ACRIDICON-CHUVA campaign: studying tropical deep convective clouds and precipitation over Amazonia using the new German research aircraft HALO. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, 1885–1908, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00255.1>, 2016.
- WENDISCH, M.; BRENGUIER, J. L. **Airborne measurements for environmental research: methods and instruments**. Weinheim, Germany: Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, 2013.
- WENDISCH, M.; KEIL, A.; KOROLEV, A. V. FSSP characterization with monodisperse water droplets. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 13, n. 6, p. 1152–1165, 1996.
- WILLIAMS, E. et al. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1–19, 2002.
- WILLIAMS, E.; MUSHTAK, V.; ROSENFELD, D. Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate. **Atmospheric Research**, v. 76, p. 288–306, 2005.
- WILLIAMS, E.; ROSENFELD, D. The Green Ocean over the Amazon: implications for cloud electrification. **Journal of Geophysical Research**, n. January, 2001.
- YUAN, T. et al. Observational evidence of aerosol enhancement of lightning activity and convective invigoration. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 4, 2011.
- YUAN, T. et al. Aerosol indirect effect on tropospheric ozone via lightning. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 117, n. 17, 2012.
- ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D8, p. 9097, 1999.
- ZHENG, Y.; ROSENFELD, D.; LI, Z. Satellite inference of thermals and cloud-base updraft speeds based on retrieved surface and cloud-base temperatures. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 6, p. 2411–2428, 2015.
- ZHOU, J.; LAU, K. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, n. 1971, p. 1020–1040, 1998.
- ZIPSER, E. J. et al. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1071, ago. 2006.

## APÊNDICE A – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### A.1 Processos de formação de gotas de nuvens

A Figura A.1 mostra um esquema ilustrativo da distribuição de água e gelo em uma nuvem convectiva (e.g. cumulonimbus) em função da altura e temperatura. As nuvens são compostas por gotas líquidas em temperaturas superiores a 0 °C. No entanto, devido à diminuição do ponto de congelamento causado pelo efeito Raoult<sup>1</sup> (i.e., efeito de solução), compostos solúveis tendem a inibir o congelamento de gotículas e a presença de gotas de água superesfriadas pode ser observada a baixíssima temperatura (~-37°C) em nuvens é um exemplo desse comportamento (ROSENFELD; WOODLEY, 2000a). Entre 0°C e -40°C a nuvem pode conter partículas de gelo de diversos tipos (e.g. cristais de gelo, granizo etc.) e gotas de água superesfriadas. Para temperaturas inferiores a -40°C apenas partículas de gelo são observadas.

A formação de gotículas de nuvem na baixa troposfera ocorre quando há ascensão de ar úmido nas camadas inferiores da atmosfera compostas por CCN, os quais geram gotas de nuvem quando nucleados (KÖHLER, 1936; ROGERS; YAU, 1989). A nucleação de gotas de nuvem a partir da condensação de vapor exige que a força da tensão superficial das gotículas seja superada pelo gradiente de pressão do vapor do ambiente, através da saturação do ambiente. A formação das gotículas de nuvem ocorre geralmente quando o ar atinge uma saturação  $S_a$  (ou seja, quando a umidade relativa é próxima de 100%) ou quando há supersaturação,  $S = S_a - 1$ , e esta se torna positiva. Gotas de água pura não são formadas naturalmente devido à necessidade de ocorrência de uma grande supersaturação do vapor ambiente (~400%), processo que romperia a grande força da tensão superficial das gotículas para ocorrência de condensação (ROGERS; YAU, 1989). Durante a ascensão do ar úmido, a supersaturação é produzida por resfriamento aproximadamente adiabático e diminuída pela condensação do vapor d'água no CCN, que gera liberação de calor latente e conseqüente aumento da temperatura do ar ambiente.

A capacidade de nucleação de gotas através de CCN depende da massa e da composição do núcleo. Esse mecanismo é explicado pela curva de Köhler (KÖHLER, 1936), que descreve o equilíbrio da razão de saturação sobre uma

---

<sup>1</sup> O efeito de solução é dado pela lei de Raoult (Raoult, 1887). Esta lei afirma que a pressão parcial de vapor de cada componente de uma solução ideal de líquidos é igual à pressão de vapor do componente puro multiplicado pela fração molar na solução.

superfície de gota,  $S_r$ , em função do raio da gota ( $r$ ). Para uma gota com massa fixa, o efeito de solução diminui a pressão de vapor sobre sua superfície, e o efeito de curvatura<sup>2</sup> é proporcional ao inverso do raio da gota, reduzindo a pressão de vapor sobre a superfície da gota quanto maior o raio da mesma. Esses dois efeitos combinados formam a curva de Köhler, descrita como:

$$S_r = \frac{e}{e_s} = a_w \cdot \exp(K_e) = a_w \cdot \exp\left(\frac{2 \cdot v_w \cdot \sigma_{sol/v}}{RT r}\right) \quad (\text{A.1.1})$$

onde,  $e$  é a pressão de vapor da água,  $e_s$  é a pressão de vapor de saturação da água,  $a_w$  é a atividade aquosa,  $K_e$  é o fator de Kelvin,  $v_w$  é o volume parcial molar da água,  $\sigma_{sol/v}$  é a tensão superficial da solução composta da gota e do CCN,  $R$  é a constante universal dos gases e  $T$  é a temperatura da gota.

Essa forma da equação de Köhler (Eq. A.1.1) não é analiticamente acessível e diversos textos (e.g. ROGERS; YAU, 1989) abordam a equação de Köhler simplificada como segue abaixo:

$$S_r = \frac{e}{e_s} \sim 1 + \frac{A}{r} - \frac{B}{r^3} \quad (\text{A.1.2})$$

em que:

$$A = \frac{2M_w \sigma_{w/v}}{RT \rho_w}$$

$$B = \frac{v m_s M_w}{M_s (4/3 \pi \rho_w)}$$

onde  $v$  é o número de íons dissociados pela molécula de soluto,  $m_s$  é a massa do soluto e os subscritos  $s$  e  $w$  estão relacionados às propriedades do soluto e da água respectivamente. O termo  $A$  é denominado termo de curvatura ou de Kelvin, e o termo  $B$  é denominado o termo do soluto ou de Raoult.

A Figura A.2 mostra as curvas de Köhler para CCNs compostos por sulfato de amônia  $[(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4]$  e sal marinho  $[\text{NaCl}]$  para diferentes tamanhos de CCN (MCFIGGANS et al., 2006). Em ambos os casos são observados um pico nos

---

<sup>2</sup> O efeito de curvatura é dado pela equação de Kelvin (Thomson, 1871). Este efeito descreve a mudança da pressão de vapor devido à curvatura da interface líquido-vapor como em uma superfície de gota. A pressão de vapor em uma superfície curva convexa é maior do que em uma superfície plana.

valores de  $S$  em um valor único de  $r$ , denominado raio crítico da gota ( $r^*$ ). Esse valor máximo de  $S$  é denominado de saturação crítica ( $S^*$ ) e corresponde ao raio em que o CCN é ativado como gota de nuvem (ou seja, o CCN crescerá por difusão de vapor sem a necessidade de aumento da  $S$ ). Observa-se que quanto maior o CCN menor a supersaturação necessária para formação da gota de nuvem, uma vez que o efeito de curvatura (de solução) é menor (maior) nessas circunstâncias. Além disso, observa-se que particulados de NaCl necessitam de uma  $S^*$  inferior do que particulados de  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  para nuclear gota. Este comportamento está relacionado à maior capacidade de absorção de umidade do NaCl para condições similares de temperatura e pressão atmosférica do que o  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ , e também é explicado pelo peso molecular inferior do NaCl em relação ao  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ , como mostra a formulação do termo de soluto (B na Eq. A.1.2).

A capacidade de absorção de vapor por substâncias é mensurada através do parâmetro higroscópico  $\kappa$ , onde os valores variam entre zero (mínimo) e um (máximo). Observações de particulados na atmosfera que podem atuar como núcleos de condensação mostram que valores de  $\kappa$  são encontrados entre 0,1 e 0,9 (PETTERS; KREIDENWEIS, 2007). A Figura A.3 mostra valores de  $\kappa$  para diferentes tipos de CN observados na atmosfera em função da supersaturação crítica,  $S^* = S_a^{-1}$  (ANDREAE; ROSENFELD, 2008). Observa-se que aerossóis marinhos possuem parâmetro  $\kappa \sim 0,8$  enquanto aerossóis urbanos e provenientes de queima de biomassa possuem  $\kappa$  de  $\sim 0,35$  e  $\sim 0,12$ , respectivamente.

A partir de contadores de núcleos de condensação (CCNC) para diferentes valores de  $S$ , as medições da concentração de CCN ativados ( $N_{CCN}$ ) podem ser parametrizadas a partir da equação simplificada de Twomey (TWOMEY, 1959):

$$N_{CCN} = N_0 \cdot S^k \quad (\text{A.1.3})$$

onde  $N_0$  e  $k$  são parâmetro empíricos que variam de acordo com tipo de CCN (e.g., marítimo ou continental).

A Figura A.4 mostra um exemplo da concentração de CCN para diferentes coberturas de solo (floresta e pastagem) da região da Amazônia durante o período seco, chuvoso e de transição (ROBERTS et al., 2003). Observa-se que o número de aerossóis convertidos em CCN aumenta com o aumento da supersaturação para todos os casos. Durante a época seca na Amazônia as concentrações de CCN ( $\sim 2.000 \text{ cm}^{-3}$ ) para uma supersaturação de 1% são em torno de dez (três) vezes

maiores do que durante a época chuvosa (de transição). Além disso, durante a estação chuvosa não se observa grandes variações de concentrações de CCN em função da deposição úmida provocada pela frequente precipitação.

Uma particularidade em relação ao número de CCN ativados é a relação direta com a distribuição de tamanhos e composição química das partículas de aerossol. A Figura A.5 mostra a eficiência (CCN/CN) de diferentes tipos de núcleos de aerossóis (continental urbano e rural, marítimo e de poluição industrial) em nuclear gota de nuvem (ou atuar como CCN) em função da supersaturação do ambiente (Dusek et al., 2006). Observa-se que para uma população de aerossóis com diferentes tamanhos, aqueles com tamanhos maiores são ativados como CCN. Dusek et al. (2006) evidenciam que a variação na distribuição de tamanho explica sozinha de 84 a 96% da variação nas concentrações de CCN, o que esclarece, por exemplo, a maior eficiência de uma população de aerossóis pouco higroscópicos nuclearem mais gotas do que a mesma população de aerossóis mais higroscópicos. Como observado pela teoria de Köhler (Eq. A.1.2), particulados maiores necessitam de uma menor  $S^*$  para serem ativados como CCN e estes são os primeiros a serem nucleados. À medida que grandes particulados são nucleados na parcela de ar, a supersaturação do ambiente diminui devido aos processos de condensação inibindo, assim, a nucleação de aerossóis com tamanhos menores.

A Figura A.6 mostra as propriedades microfísicas de nuvens para os primeiros metros acima da base da nuvem onde ocorre a nucleação de gotas para diferentes condições de correntes ascendentes na base da nuvem,  $W_b$  (2,0 e 0,5 m s<sup>-1</sup>). Observa-se que quanto maior  $W_b$  maiores são os valores de supersaturação observados nos primeiros metros acima da base da nuvem. Essa maior supersaturação proporciona uma maior nucleação de gotas de tamanho menor para um conteúdo de água líquida similar. O máximo de supersaturação é observado nos primeiros metros da base da nuvem e diminui devido aos processos de nucleação de gotas e crescimento das mesmas por difusão de vapor.

As Figuras A.7a-b mostram esquemas ilustrativos do número de gotas nucleadas na base da nuvem para condições iguais de temperatura, pressão e umidade, com ênfase nos impactos radiativos relativos às condições de concentração de CCN e  $W_b$ . O maior número de gotículas nucleadas tem impacto direto nos fluxos radiativos gerados pela nuvem formada. Para os casos em que o maior número de gotículas é nucleado há uma maior refletividade das nuvens, efeito este conhecido por efeito

Twomey (TWOMEY, 1977). Esta maior refletividade é observada devido a maior área superficial do total de gotículas nucleadas (i.e. superfície refletora) quando se têm um número de gotículas maiores de menor tamanho.

## **A.2 Crescimentos de gotas**

### **A.2.1 Crescimento de gotas por condensação**

O crescimento de gotas de nuvem por condensação de vapor d'água é dado pelo fluxo de moléculas que atravessam uma superfície esférica de raio ( $R$ ), o qual é proporcional ao gradiente da concentração de moléculas na superfície. A mudança na massa da gota ( $dm/dt$ ) é dada pela soma das moléculas que cruzam a superfície da gota:

$$\frac{dm}{dt} = 4 \cdot \pi \cdot r^2 \cdot D \left( \frac{dn}{dR} \right)_{R=r} \cdot m_0 \quad (\text{A. 2.1})$$

onde  $D \left( \frac{dn}{dR} \right)_{R=r}$  é o fluxo de moléculas na gota de nuvem de raio  $r$  e  $m_0$  é a massa da gota de nuvem. Quanto maior a diferença entre o número de moléculas na superfície gota e ao longo de seu caminho, maior a chance de mudança na massa da gota. A taxa de crescimento da gota também pode ser escrita em termos diferença de densidade de vapor, ou seja, abaixo:

$$\frac{dm}{dt} = 4 \cdot \pi \cdot r \cdot D \cdot (\rho_v - \rho_{vr}) \quad (\text{A. 2.2})$$

onde,  $\rho_v$  é a densidade de vapor do ambiente e  $\rho_{vr}$  é a densidade de vapor na superfície da gota. É importante salientar que o processo de condensação é acompanhado pela liberação de calor latente, portanto a gota não se mantém a uma temperatura constante e não será equivalente aquela do ambiente. Devido à pressão de vapor de saturação (ou equilíbrio) sobre a gota depender da temperatura, a transferência de calor também deve ser considerada na determinação do gradiente de vapor (ROGERS; YAU, 1989).

A Figura A.8 mostra exemplos do crescimento de uma gota com raio inicial de 0,75  $\mu\text{m}$  via difusão de vapor considerando diferentes massas de núcleos de condensação (no caso considera-se o NaCl como CCN) (MASON, 1971). Observa-

se que via difusão de vapor a formação de gotas de chuvisco ( $r > 25 \mu\text{m}$ ) demoraria em torno de 4 horas ( $\sim 14.400 \text{ s}$ ) para ocorrer. No entanto, gotas de chuva ( $r > 250 \mu\text{m}$ ) em superfície podem ser observadas em torno de 20 minutos depois da formação de nuvens cúmulos convectivos para condições limpas da atmosfera. Logo, a formação de gotas de chuva em nuvens quentes não ocorre exclusivamente devido a processos de difusão de vapor, mas por processos de colisão e coalescência de gotas que será abordado na próxima seção.

Alguns fatores adicionais são importantes durante os processos de crescimento por difusão de vapor, são eles:

- Efeitos cinéticos: taxa de aquecimento de massa e transferência de momentum entre a gota e sua vizinhança. Esse processo tende a reduzir o tamanho de gotas durante o desenvolvimento, principalmente gotas pequenas.
- Efeitos de ventilação: o entranhamento de ar seco diminui a saturação ambiente em nuvens e então tende a diminuir o tamanho de gotas, principalmente gotas pequenas. Para gotas grandes o processo de colisão e coalescência a ser discutido na próxima seção tende a compensar efeitos de ventilação. É um efeito importante para gotas precipitantes abaixo da base da nuvem.
- Crescimento não estacionário: os campos de umidade e temperatura nas vizinhanças da gota não são estacionários. No entanto, esses campos se ajustam rapidamente na presença da gota ( $\sim 10 \mu\text{s}$ ), podendo, portanto ser negligenciado;
- Correntes ascendentes instáveis: as correntes ascendentes das nuvens podem gerar novas nucleações de gotas na base da nuvem, gerando uma maior competição pelo vapor disponível e conseqüentemente um alargamento da distribuição de tamanhos.
- Efeitos estatísticos: são efeitos relativos a processos ligados à história de crescimento das gotas, como por exemplo, processos turbulentos em que as gotas crescem mais rápido etc..
- Nucleação secundária de gotas: durante o desenvolvimento da nuvem em ambientes com excesso de CCN novas gotas podem ser nucleadas a depender da supersaturação. Este processo aumenta o número de gotas

pequenas e alarga a distribuição de tamanhos de gotas.

### **A.2.2 Crescimento de gotas por colisão e coalescência**

Os mecanismos de crescimento das gotas para nuvens compostas apenas de água líquida, também conhecida por *nuvens quentes*, são (i) os de condensação sobre CCN, descrito na seção anterior (A.2.1), e (ii) o processo conhecido como colisão e coalescência. Este último processo é responsável pela formação de gotas de chuva e ocorre quando gotas pequenas são coletadas por gotas grandes durante o desenvolvimento de nuvens. A eficiência desse processo depende de diversos fatores, como a distância entre as gotas, a velocidade terminal delas, a concentração de gotas pequenas etc.. Essas características que definem a eficiência do processo de colisão e coalescência são discutidas a seguir.

#### **(a) Velocidade Terminal**

A velocidade terminal ( $V_T$ ) das gotas é dada pelo equilíbrio entre as forças atuam nela. Desconsiderando efeitos elétricos, essas forças são a gravitacional ( $F_g$ ), a de empuxo e a de arrasto (representadas por  $F_r$ ), ilustradas na Figura A.9, e podendo ser expressa por:

$$V_T = \sqrt{\frac{8 \cdot r \cdot g \cdot \rho_L}{3 \cdot \rho \cdot C_D}} \quad (A. 2.3)$$

onde  $r$  é o raio da gota,  $g$  é constante gravitacional,  $C_D$  é o coeficiente de arrasto do fluído,  $\rho_L$  é a densidade da água líquida e  $\rho$  é a densidade da ar. A Figura A.10 mostra a velocidade terminal de gotas estimada em função do seu diâmetro. Como  $V_T$  é proporcional a  $\sqrt{r}$ , temos que gotas com 1 (4) mm de diâmetro caem a aproximadamente 4 (9) m s<sup>-1</sup>.

#### **(b) Eficiência de colisão**

A Figura A. 11 ilustra a queda de uma gota maior de raio  $R$  ao longo de uma população de gotas menores de raio  $r$  em uma nuvem. Devido à velocidade terminal da gota com raio  $R$  ser maior, esta tende a cair e colidir com as gotas menores. Quando as gotas colidem elas podem:

- 1) Colidir e se juntar (coalescer);

- 2) A gota menor pode passar próximo da superfície da gota maior e rebater;
- 3) Quebrar em pequenas gotas;
- 4) Colidir e coalescer por pouco tempo e depois se separarem com tamanhos similares ao antes da colisão.

A eficiência da colisão  $E(R,r)$  entre a gota maior de raio  $R$  e a gota menor de raio  $r$  é dada pela fração das gotas que colidem comparadas àqueles que poderiam colidir. Devido à hidrodinâmica, o ar flui ao redor da gota coletora (gota maior). Se as gotículas menores a serem coletadas não tivessem inércia, elas seriam desviadas com o fluxo ao redor da gotícula e não colidiriam com a gota coletora. Existe uma distância crítica  $x$  na qual a colisão é garantida e em distâncias maiores que esta a gotícula é defletida para fora do caminho da gota coletora. Logo, a eficiência de colisão é dada pela razão entre a área da distância crítica  $[\pi x^2]$  e a máxima área varrida pelas gotas em colisão durante a queda  $[\pi(R+r)^2]$ , ou seja:

$$E(R,r) = \frac{\pi x^2}{\pi(R+r)^2} \quad \therefore$$

$$E(R,r) = \frac{x}{(R+r)^2} \quad (A.2.4)$$

A Figura A.12 mostra valores de  $E(R,r)$  em função da razão entre o tamanho das gotas ( $r/R$ ). Observa-se que a  $E(R,r)$  é maior quando a razão entre os raios da gota coletada e a coletora é de  $\sim 0.6$ . Mas quando a gota coletora é muito maior que a população de gotas a ser coletada, a eficiência diminui, pois elas são levadas pelo arrasto ao redor da gota. Observa-se que para  $r/R > 0.6$  a  $E(R,r)$  diminui devido diminuição da velocidade de queda relativa entre as gotas. Em alguns casos, quando as gotas coletoras são maiores que  $40 \mu\text{m}$ , a  $E(R,r)$  pode ser maior do que 100% devido ao forte arrasto na traseira da gota coletora que “suga” gotas ao redor e que não estavam no caminho de coleta.

### **(c) Equação do crescimento de gotas por colisão e coalescência**

Finalmente, a equação do crescimento de gotas por colisão e coalescência é formulada pela taxa de colisões potenciais para uma gota de raio  $R$ , sendo o produto das seguintes características:

- Área varrida pela gota durante a queda:  $\pi(R+r)^2$ ;

- velocidade terminal relativa entre as gotas pequenas e as gotas grandes:  $V_T(R) - V_T(r)$ ;
- Concentração de gotas pequenas:  $\int n(r)dr$ ;
- Fração de colisões que resultam em coalescência:  $E(R, r)$ .

Logo, a taxa de crescimento da gota em termos do volume da gota coletora ( $V_o$ ) pode ser expressa por:

$$\frac{dV_o}{dt} = \int_0^R \frac{4}{3} \pi r^3 \cdot \pi(R+r)^2 \cdot [V_T(R) - V_T(r)] \cdot E(R, r) \cdot n(r) dr \quad (A.2.5)$$

Como,  $dV_o = 4 \cdot \pi \cdot R^2$ , logo a taxa de aumento do raio da gota pode ser dada por:

$$\frac{dR}{dt} = \int_0^R \frac{\pi}{3} r^3 \cdot \left(\frac{R+r}{R}\right)^2 \cdot [V_T(R) - V_T(r)] \cdot E(R, r) \cdot n(r) dr \quad (A.2.6)$$

#### **(d) Coleção Kernel**

A eficiência do processo de coalescência de duas gotas também pode ser referenciada como a coleção Kernel,  $K$ , (COTTON; YUTER, 2009; PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998) que de maneira similar a equação A.2.6 é dada por:

$$K = \pi(R+r)^2 \cdot [V_T(R) - V_T(r)] \cdot E(R, r) \quad (A.2.7)$$

A Figura A.13 mostra valores de  $K$  para diferentes tamanhos de raio médio do volume de gotas ( $r_v$ ) medidas com dados de avião e proveniente de cálculos com modelo microfísico (FREUD; ROSENFELD, 2012). Observa-se que, para medições realizadas em diferentes locais do globo,  $K$  aumenta com uma relação logarítmica muito próxima à quinta potência de  $r_v$ . Assim, os valores de  $r_v$  podem ser utilizados para parametrizar o início da precipitação em nuvens quentes devido a processos de colisão e coalescência. Neste sentido, a Figura A.14 mostra a probabilidade de ocorrência de chuva dentro de nuvens quentes em função do raio efetivo das gotas de nuvem ( $r_e$ ), que é  $\sim 1.08 \cdot r_v$ , para regiões da Índia e Israel (FREUD; ROSENFELD, 2012). Observa-se que quando  $r_e$  é maior do que  $13 \mu\text{m}$  a chance de ocorrência de formação de gotas de chuva via colisão e coalescência é superior a 50%, uma vez que a velocidade terminal das gotas de chuvisco ( $\sim 0.25 \text{ mm}$ ) é superior a  $1 \text{ m s}^{-1}$ .

### **A.3 Formação e crescimento de partículas de gelo**

#### **A.3.1. Formação de partículas de gelo**

A formação de gelo em nuvens ocorre tanto pelo congelamento homogêneo das gotas de nuvem a temperaturas abaixo de aproximadamente  $-40^{\circ}\text{C}$ , chamada de *nucleação homogênea*, como por processos de *nucleação heterogênea* induzida por partículas de aerossol que agem como núcleos de gelo (IN) entre temperaturas de  $0^{\circ}\text{C}$  a  $-40^{\circ}\text{C}$  (COTTON; YUTER, 2009; PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998).

Ao contrário dos CCN, os IN mais eficientes são partículas insolúveis em água, sendo grande parte proveniente de minerais presentes no solo (e.g. partículas de poeira e fuligem). Partículas orgânicas como bactérias, pólen de flores, esporos de fungos, etc., também podem ser eficientes nucleadores de gelo. De modo geral, as concentrações de IN são bem inferiores às de CCN e são fortemente dependentes da temperatura, sendo que quanto mais frio o ambiente, melhores serão as condições para aumento na concentração de IN (DEMOTT et al., 2010; FLETCHER NH, 1962; ROGERS et al., 1998; ZENG et al., 2009). Devido à diminuição do ponto de congelamento causado pelo efeito Raoult (i.e., efeito de solução), compostos solúveis tendem a inibir o congelamento de gotículas (ROGERS; YAU, 1989). No entanto, a formação de partículas de gelo em nuvens ocorre principalmente através desses compostos solúveis, em que, para uma atmosfera com pouca quantidade de IN, a principal maneira de formação de gelo é através do congelamento de gotas líquidas de nuvem em contato com esses aerossóis. Esses processos de nucleação heterogênea podem ser distinguidos quando o gelo é formado a partir do vapor (nucleação por deposição) ou de água líquida super-resfriada (nucleação por congelamento). A nucleação por deposição ocorre quando o gelo é formado em ambientes supersaturados em relação ao gelo. A nucleação por congelamento ocorre quando o gelo é formado em um ambiente líquido superesfriado. A Figura A.15 mostra exemplos de nucleações de gelo ocasionadas pela interação entre gotas super-resfriadas ou vapor d'água com aerossóis. Os modos de nucleação por congelamento podem ser divididos em três tipos:

- Congelamento por imersão: quando o congelamento é induzido pela partícula imersa na gota;
- Congelamento por condensação: ocorre de maneira semelhante ao

congelamento por imersão, no entanto o CCN induz o congelamento da água condensada quase que instantaneamente;

- Congelamento por contato: quando a gota superesfriada congela devido à colisão com o aerossol.

A temperatura e a supersaturação do ambiente com relação ao gelo ( $S_i$ ) são os fatores principais que determinam a nucleação do gelo. A Figura A.16 resume a relação desses fatores em função do tipo de nucleação observada em experimentos com câmaras de nuvens e medições *in situ* (HOOSE; MÖHLER, 2012). A figura mostra que para temperaturas superiores a  $-20^\circ\text{C}$  nucleações de gelo através de congelamento por contato e imersão são mais observados, enquanto que para temperaturas entre  $-20^\circ\text{C}$  e  $-40^\circ\text{C}$  nucleações por condensação do núcleo de gelo ou por deposição de vapor são mais comuns. Para temperaturas inferiores a  $-40^\circ\text{C}$ , as gotas congelam homoganeamente.

Durante o desenvolvimento de uma nuvem cúmulos, por exemplo, a iniciação de formação de partículas de gelo dentro da nuvem ocorre primeiramente devido ao congelamento por contato (HOFFMANN et al., 2013; HOOSE; MÖHLER, 2012). Neste particular, a probabilidade de contato do aerossol com a gota de nuvem é maior quanto maior for a gota e o tamanho do aerossol. Além disso, as gotículas menores são menos propensas a conter núcleos de gelo congelados por imersão devido ao seu menor volume e também são menos propensos a encontrar núcleos de gelo de contato devido à sua área superficial inferior. As gotículas menores também são menos propensas a incorrer em processos de multiplicação de gelo (HALLETT; MOSSOP, 1974).

A capacidade de nucleação de gelo dos aerossóis é calculada através do parâmetro INAS (do inglês, *ice nucleation active surface site*), que é a densidade de locais de superfície ativa de nucleação de gelo dos particulados (CONNOLLY et al., 2009; DEMOTT, 1995). A densidade INAS ( $n_s$ ) descreve o número de nucleações de gelo para uma determinada temperatura e supersaturação normalizada pela área superficial do aerossol (considerando sua composição química uniforme). A Figura A.17 mostra a fração de aerossóis ativados como IN ( $f_{IN}$ ) em função do tamanho do seu raio para congelamentos por imersão ou condensação do aerossol (HOOSE E MÖHLER, 2012). Observa-se que quanto maior o raio do particulado e o parâmetro  $n_s$  maior a probabilidade desse particulado ser ativado como IN. A Figura A.18

mostra valores típicos de  $n_s$  para diferentes aerossóis encontrados na atmosfera que atuam na nucleação de gelo por imersão ou condensação do aerossol (HOOSE E MÖHLER, 2012). Observa-se que quanto menor a temperatura maior o valor de  $n_s$  para diversos particulados como poeira, fuligem, bactérias etc.. Esses aerossóis também atuam como nucleadores de gelo por condensação e contato e sua  $f_{IN}$  geralmente aumenta com a diminuição da temperatura e com o aumento de  $S_i$ . Como mencionado anteriormente, o congelamento de gotículas de nuvem também pode ocorrer através de nucleação homogênea do gelo na atmosfera. Este processo ocorre quando a água toma forma estável na estrutura cristalina para temperaturas muito frias (COTTON; YUTER, 2009; HEYMSFIELD et al., 2005; HEYMSFIELD; SABIN, 1989; ROGERS; YAU, 1989; SHAW; LAMB, 1999). No caso, esse processo ocorre em diferentes temperaturas a depender do tamanho da gota (gotas grandes congelam a temperaturas maiores do que as pequenas) e o completo congelamento de gotas acontece em temperaturas próximas a  $-40\text{ }^\circ\text{C}$  (COTTON; YUTER, 2009; PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998). Este processo é muito comum em nuvens do tipo cirrus em altas altitudes e em bigornas de sistemas convectivos (HEYMSFIELD et al., 2005; HEYMSFIELD; SABIN, 1989; ROSENFELD et al., 2006).

### **A.3.2. Crescimento de partículas de gelo**

Quando há cristais de gelo ou gotas de nuvens congeladas na presença de água superesfriada a nuvem não se encontra em equilíbrio (ou estável). A pressão de vapor de saturação sobre o gelo é menor do que a pressão de vapor sobre a água líquida, logo um ambiente saturado em relação à água líquida está supersaturado em relação ao gelo, ocasionando o rápido crescimento de cristais de gelo por difusão de vapor. O crescimento é tão eficiente que a pressão de vapor do ambiente é reduzida podendo se tornar insaturada em relação à água líquida levando à evaporação das gotículas e gotas superesfriadas. Esse processo é conhecido como processo de Wegener-Bergeron-Findeisen (WBF) (ROGERS; YAU, 1989). O processo WBF gera crescimento por difusão de vapor ou deposição em partículas de gelo enquanto houver gotas líquidas disponíveis para evaporar e manter a pressão de vapor em equilíbrio com relação à água. A equação que descreve o crescimento da massa ( $m$ ) de uma partícula da nuvem no tempo ( $t$ ) por difusão de vapor é dada por:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4 \cdot \pi \cdot C(S_i - 1)}{\left(\frac{L_s}{R_v \cdot T} - 1\right) \cdot \frac{L_s}{K_e \cdot T} + \frac{R_v \cdot T}{e_i \cdot T \cdot D}} \quad (A.3.1)$$

onde,  $C$  é a capacitância elétrica dada em metros e é função do tamanho e forma da partícula,  $S_i$  é a supersaturação do ambiente em relação ao gelo,  $L_s$  é o calor latente de sublimação,  $R_v$  é a constante dos gases para vapor d'água,  $e_i$  é a pressão de vapor de saturação do gelo, e  $K_e$  é o fator de Kelvin.

De maneira geral a Eq. A.3.1 é adequada para partículas de gelo maiores e tende a superestimar o crescimento de pequenas partículas de gelo. Além disso, o tipo de gelo formado (i.e., a forma do cristal) dentro de nuvens varia em função da temperatura em que este foi nucleado e de  $S_i$  como mostra a Figura A.19 (MAGONO; LEE, 1966). De forma geral, os tipos de gelo formados são com formatos de colunas e placas, podendo conter formas de agulhas, prismas e dendritos. A presença de gotas de nuvem congeladas também é muito comum em nuvens, principalmente nas do tipo convectivas (GAYET et al., 2012; STITH et al., 2014).

Embora crescimento de partículas de gelo por difusão de vapor seja mais eficiente do que o de gotas de nuvem, a velocidade desse processo não forma partículas de gelo com tamanho para precipitar na nuvem em tempos realísticos. A formação de partículas de gelo precipitantes em nuvens se deve aos processos de acreção, *riming* e agregação.

O crescimento por acreção ocorre dentro de nuvens quando há colisões entre partículas de gelo e gotas de chuva, a qual se congela sobre o gelo durante a colisão (e também colisão de duas gotas superesfriadas e subsequente congelamento). Processos de acreção podem formar grandes partículas de gelo como o granizo. Crescimento por *riming* ocorre quando há colisão entre partículas de gelo e gotas de nuvem. A ocorrência de *riming* na nuvem é responsável pela formação de *graupel* (que eventualmente pode sofrer processos de acreção formando granizo). Em nuvens convectivas geralmente observa-se *graupel* de forma esférica, provenientes da colisão de gotas nuvem com gotas congeladas. Em nuvens estratiformes e convectivas com correntes ascendentes fracas ou moderadas, *graupel* com formas cônicas são mais comuns e são provenientes da colisão de cristais de gelo planares (i.e., dendrito ou placas) com gotículas de nuvem (A. J. HEYMSFIELD, 1978; C. A. KNIGHT; KNIGHT, 1973; MATTOS et al.,

2016). O processo de agregação ocorre devido à colisão entre cristais de gelo, formando os flocos de neve (ROGERS; YAU; 1989; STEINER; SMITH, 1998). O crescimento de partículas de gelo através de *riming* e acreção pode ser expresso por:

$$\frac{dm}{dt} = E \cdot CWC \cdot \pi \cdot r^2 \cdot u(R) \quad (A.3.2)$$

onde,  $m$  é a massa da partícula de gelo,  $E$  é a eficiência de colisão média;  $CWC$  é o conteúdo de água líquida,  $r$  é o raio da partícula de gelo,  $u(R)$  é a velocidade de queda da partícula maior.

Para o crescimento de flocos de neve via agregação, a formulação é dada como segue abaixo:

$$\frac{dm}{dt} = E \cdot IWC \cdot \pi \cdot r^2 \cdot \Delta u \quad (A.3.3)$$

onde,  $IWC$  é o conteúdo de gelo na nuvem e  $\Delta u$  é a diferença entre a velocidade do floco de neve e dos cristais de gelo.

Em regiões com temperaturas superiores a 0°C abaixo da base da nuvem, partículas de gelo formadas na nuvem podem derreter, gerando precipitação de gotas líquidas, enquanto em regiões mais frias (< 0°C) há precipitação de partículas de gelo. Uma vez que haja grande velocidade vertical, os processos de acreção podem ser longos o suficiente para formação e precipitação de granizo. Partículas de granizo podem atingir tamanhos maiores que 5 mm de diâmetro e são originadas de nuvens convectivas profundas, enquanto partículas de gelo formadas por agregação ou deposição geralmente atingem tamanhos inferiores a 5 mm e são originadas de nuvens com características estratiformes (HOUZE, 1997; STEINER; SMITH, 1998). No entanto, podem ser encontrados flocos de neve com até 2 cm de diâmetro e *graupel* com tamanhos inferiores a 5 mm (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998).

As densidades dessas partículas de gelo variam em função dos processos de formação das mesmas. Partículas de granizo geralmente têm densidades superiores a 0,8 g cm<sup>-3</sup>, enquanto *graupel* pode ser encontrado com densidades variando entre 0,05 e 0,89 g cm<sup>-3</sup> (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998). Agregados de gelo e flocos de neve, por sua vez, têm densidades em torno de 0.05 a 0.5 g cm<sup>-3</sup>.

Dentro de nuvens existem também processos secundários de formação de

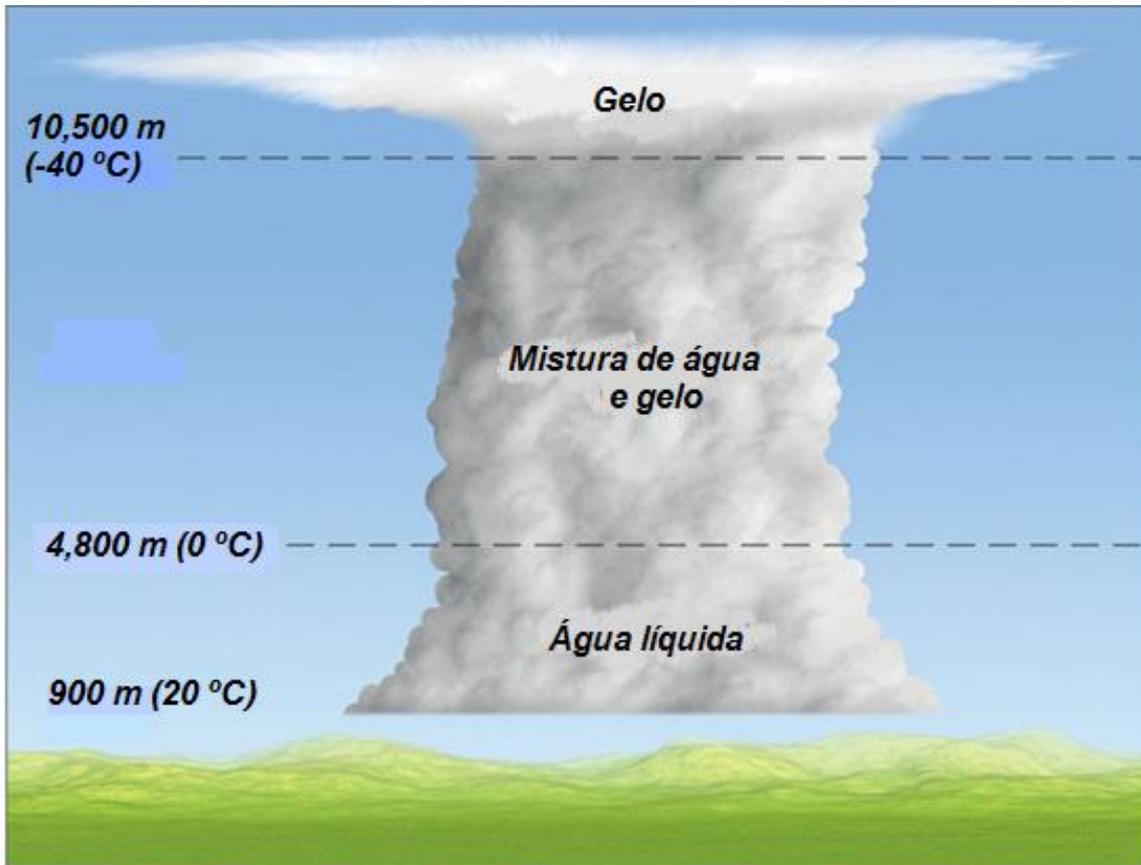
partículas de gelo. Esses processos são denominados processos de multiplicação de gelo e consistem na produção de mais partículas de gelo provenientes de cristais de gelo pré-existentes na nuvem. A multiplicação de gelo é observada frequentemente quando as concentrações de partículas de gelo excedem as concentrações de núcleos de gelo e gotas congeladas, às vezes por algumas ordens de magnitude. Os principais mecanismos responsáveis pela multiplicação de partículas de gelo são (HOBBS, 1969):

1. Fratura mecânica de cristais de gelo durante a evaporação ou colisão com outros cristais (MITRA et al., 1990; YANO; PHILLIPS, 2011)
2. Fragmentação de gotas grandes de nuvem durante o processo de congelamento (LOW; LIST, 1982a, 1982b);
3. Formação de lascas de gelo durante processos de *riming* [processo de Hallet-Mossop;(HALLETT; MOSSOP, 1974)].

Quando gotas de nuvem superesfriadas congelam e crescem via *riming*, estas ejetam inúmeros pequenos fragmentos ou lascas de gelo multiplicando o número de partículas em algumas dezenas por partícula congelada. Este processo é mais eficiente em gotas maiores que 25  $\mu\text{m}$  e em temperaturas entre  $-3^{\circ}\text{C}$  e  $-8^{\circ}\text{C}$  (com máximo em  $-4^{\circ}\text{C}$ ). Outros tipos de fragmentação de gelo também podem ocorrer durante as colisões entre cristais de gelo que ao se chocarem são fraturados, sendo mais eficientes em partículas com forma de dendritos (ROGERS; YAU, 1989).

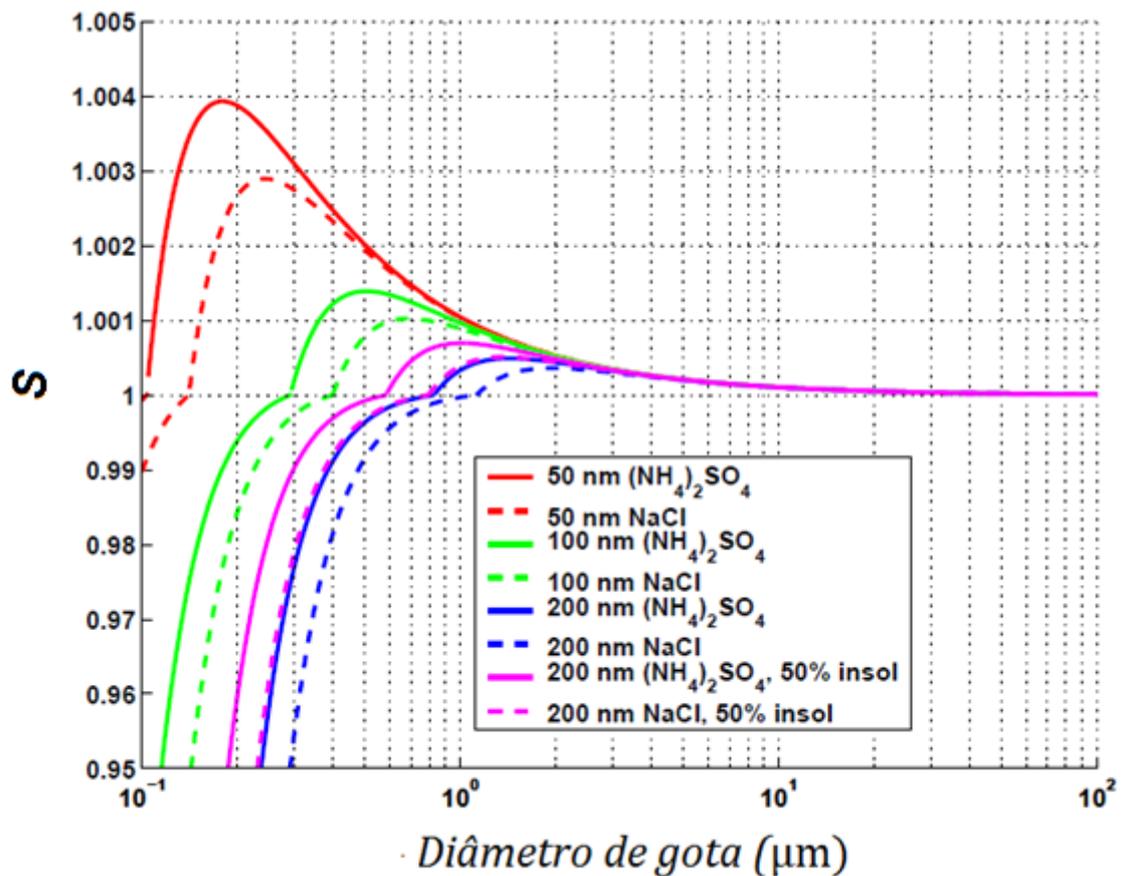
#### A.4 Figuras

Figura A.1. Esquema ilustrativo da distribuição de água e gelo em nuvens convectivas.



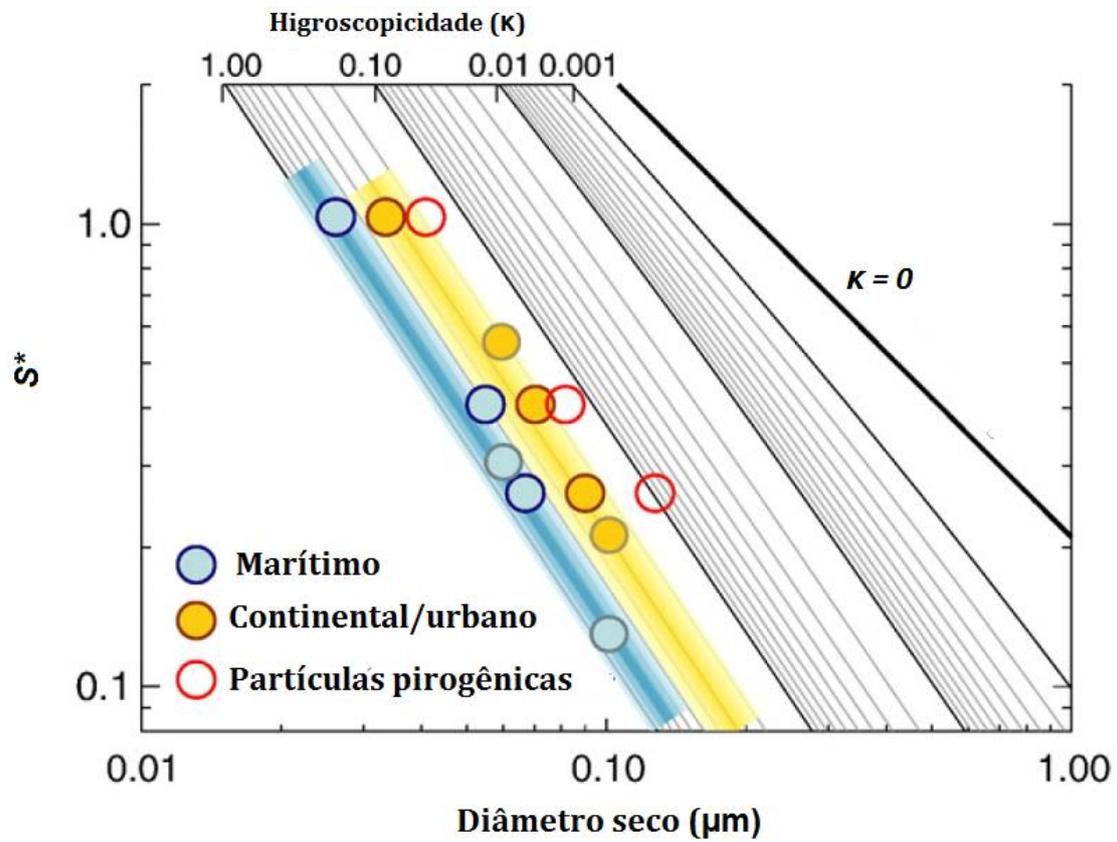
Fonte: Adaptado de Ahrens (2009).

Figura A.2. Curvas de Köhler de ativação de gotas para intervalos de diâmetros de partículas seca de  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  (linha sólida) e NaCl (linha tracejada). As cores das curvas (vermelha, verde e azul) indicam o tamanho dos diâmetros secos das partículas. Partículas com diâmetros de 200 nm contendo 50% de massa insolúvel são indicadas com a cor magenta.



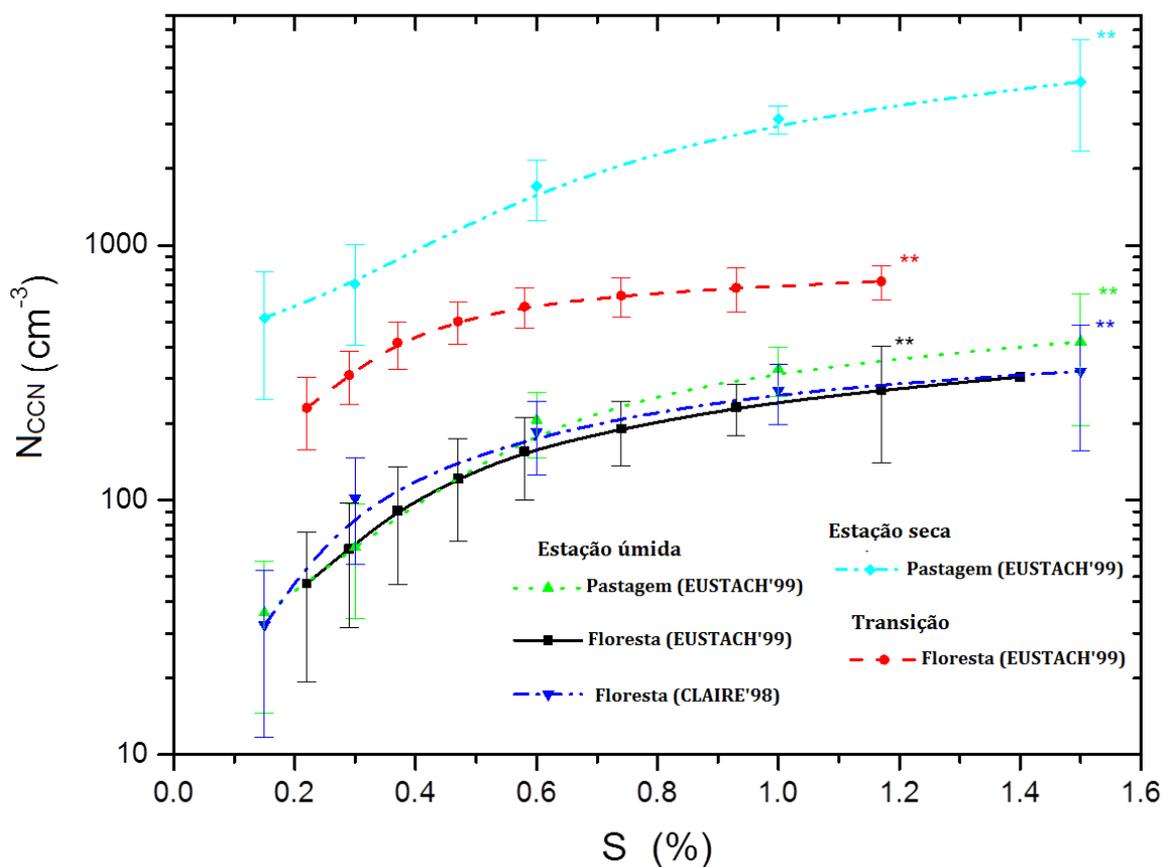
Fonte: Adaptado de McFiggans et al. (2006).

Figura A.3. Relação média entre diâmetro seco de aerossol e supersaturação crítica,  $S^*$ . As bandas coloridas refletem dados continentais poluídos e marítimos limpos. As linhas inclinadas delimitam os valores de  $\kappa$ .



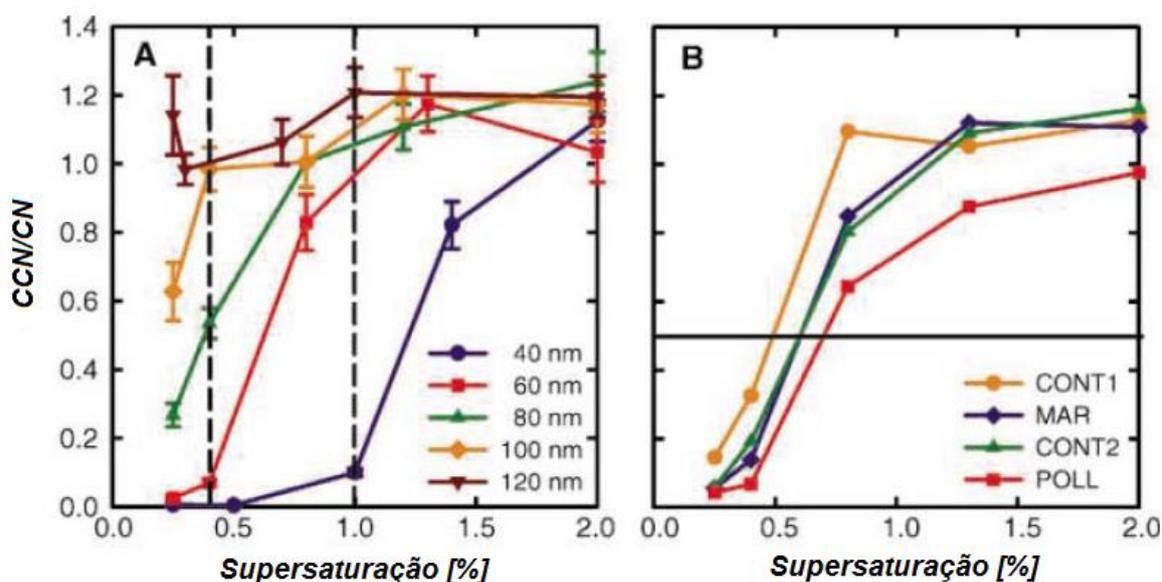
Fonte: Adaptado de Andreae e Rosenfeld (2008).

Figura A.4. Resumo da concentração de CCN medido para estações chuvosa, seca e de transição na bacia Amazônica. As barras de erros indicam um desvio padrão de variação da concentração normalizada de CCN a sua máxima supersaturação, exceto para barras de erros na supersaturação mais alta.



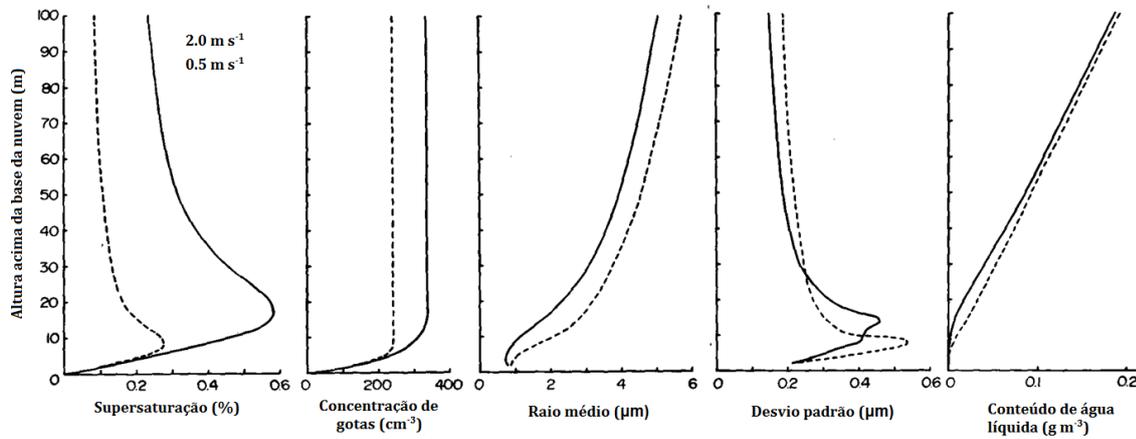
Fonte: Adaptado de Roberts et al. (2003).

Figura. A.5. A) Um exemplo de espectros CCN médios de 6 horas com resolução de tamanho para diâmetros de partículas entre 40 e 120 nm. Foram calculados dezesseis espectros individuais para cada diâmetro. As barras de erro correspondem a intervalos de confiança de 95% da média. As linhas verticais indicam os valores  $S$  de 0,4% e 1% para os quais as distribuições de tamanho CCN são derivadas. As razões CCN/CN que são superiores a 1 são devidas a uma pequena polarização na calibração do volume de detecção, que provavelmente mudou ligeiramente durante o transporte do instrumento para o local de campo. B) Os espectros CCN de partículas com diâmetro de 60 nm são comparados para diferentes condições de massa de ar: CONT1 que representa poluição industrial envelhecida, aerossol marinho com origem atlântica (MAR) e tempos de transporte curtos sobre terra, aerossol continental rural (CONT2) e aerossol urbano após uma poucas horas de envelhecimento (POLL).



Fonte: Adaptado de Dusek et al. (2006).

Figura A.6. Simulação de propriedades microfísicas para uma centena de metros na base de nuvens desenvolvidas com  $W_b$  iguais a 2.0 (linha sólida) e 0.5 (linha tracejada)  $\text{m s}^{-1}$ . Foram considerados aerossóis do tipo NaCl e o espectro de CCN representado por  $N_{CCN} = 650 \cdot S^{0.7}$ .



Fonte: Adaptado de Rogers e Yau (1989).

Figura A.7. Esquema de concentração de gotas em nuvens a depender da concentração de CCN (indicada por pontos) sobre a base da nuvem e das correntes ascendentes próximas à base da nuvem -  $W_b$  (onde a magnitude é indicada pelo tamanho das setas). As setas em amarelo indicam a refletividade das nuvens para os dois casos expostos em cada figura. A) Situação em que a concentração de CCN é igual sobre a base da nuvem e  $W_b$  varia. B) Situação em que a concentração de CCN varia e o  $W_b$  é fixo.

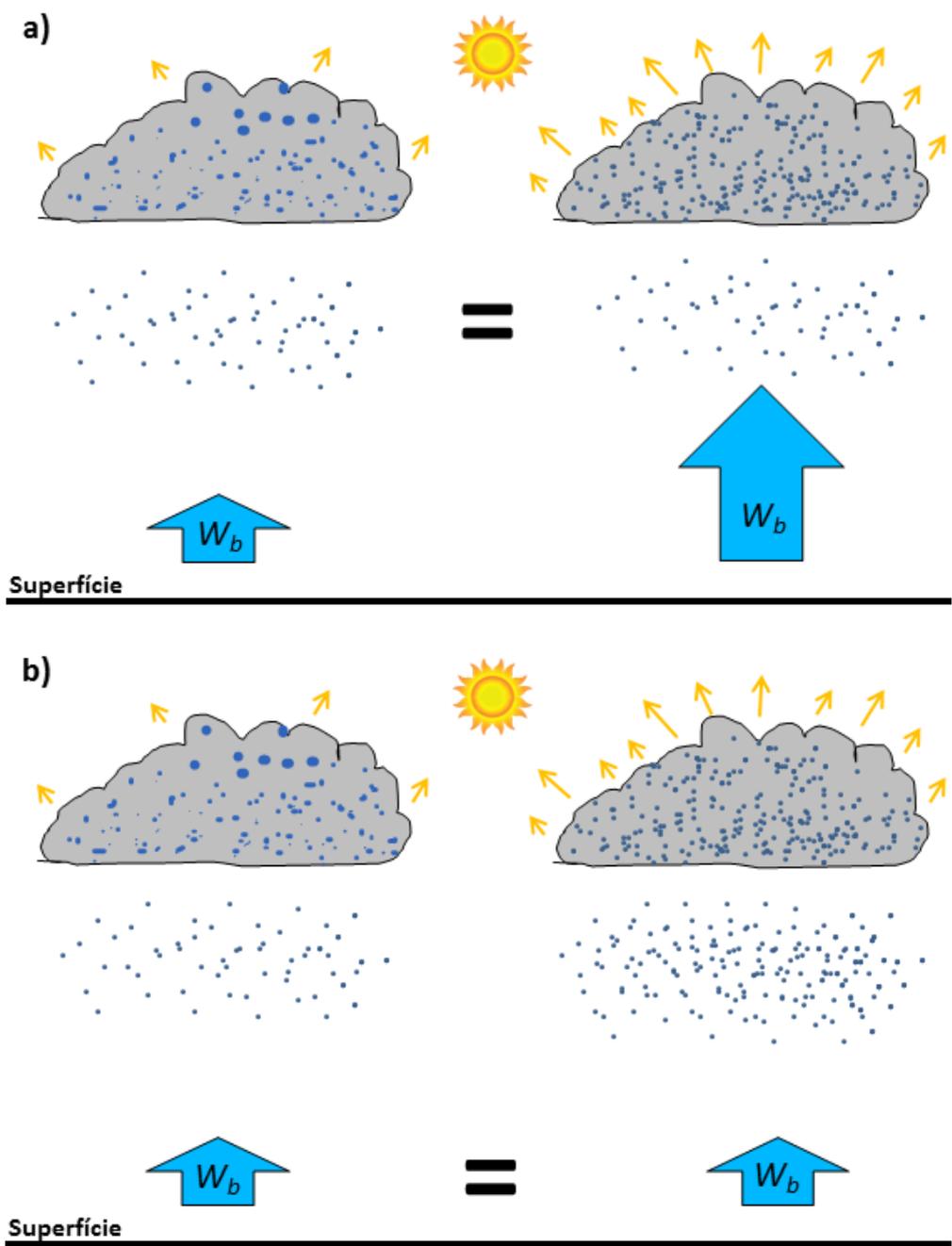
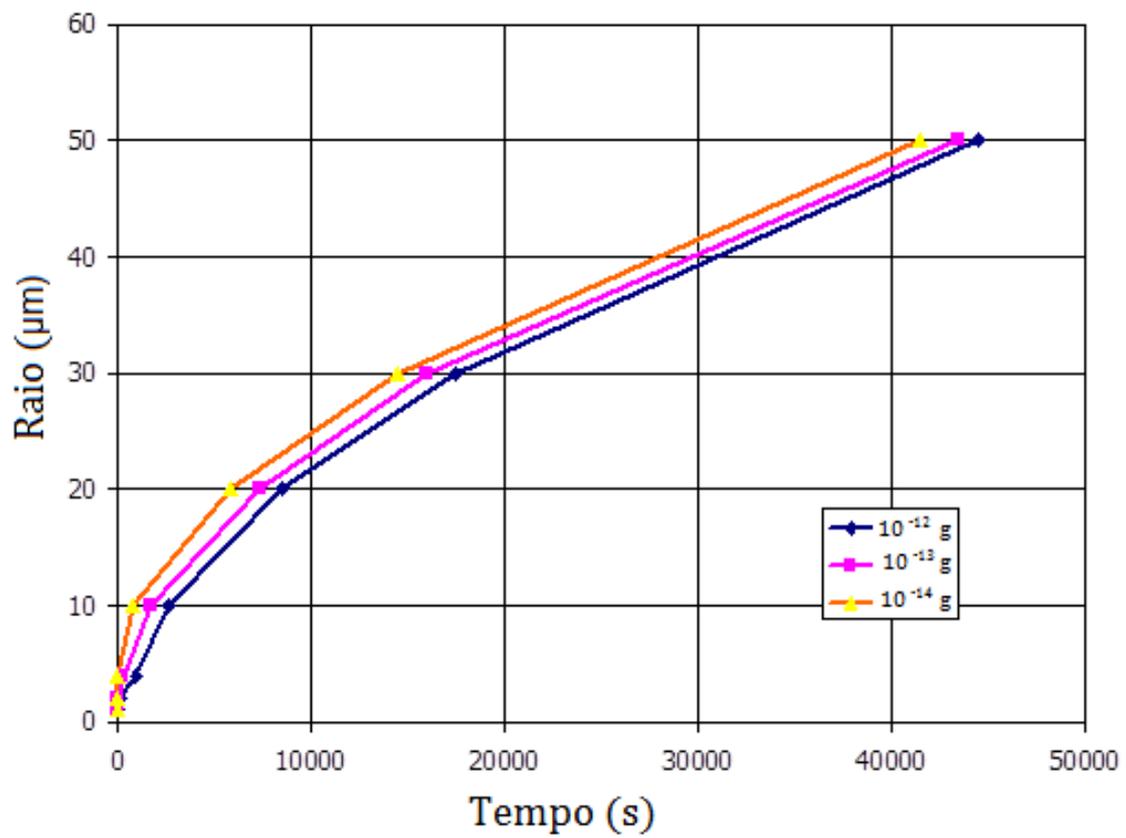


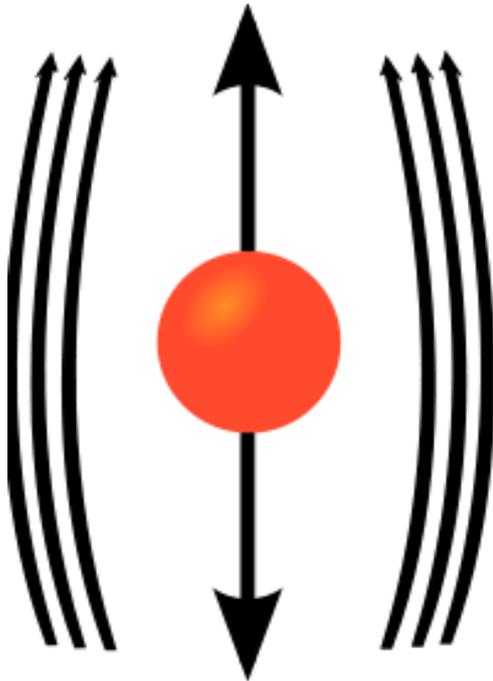
Figura A.8. Crescimento por difusão de vapor de gota de nuvem com raio  $0.75 \mu\text{m}$  e massas de soluto de NaCl iguais a:  $10^{-14}$  g,  $10^{-13}$  g e  $10^{-12}$  g. Para a simulação foi considerada uma S de 1.05%.



Fonte: Adaptado de tabela de Mason (1971).

Figura A.9. Forças atuantes em gotas de nuvem (desconsiderando forças elétricas).

$$F_r = \frac{\pi}{2} \cdot r^2 \cdot V_T^2 \cdot \rho \cdot C_D$$

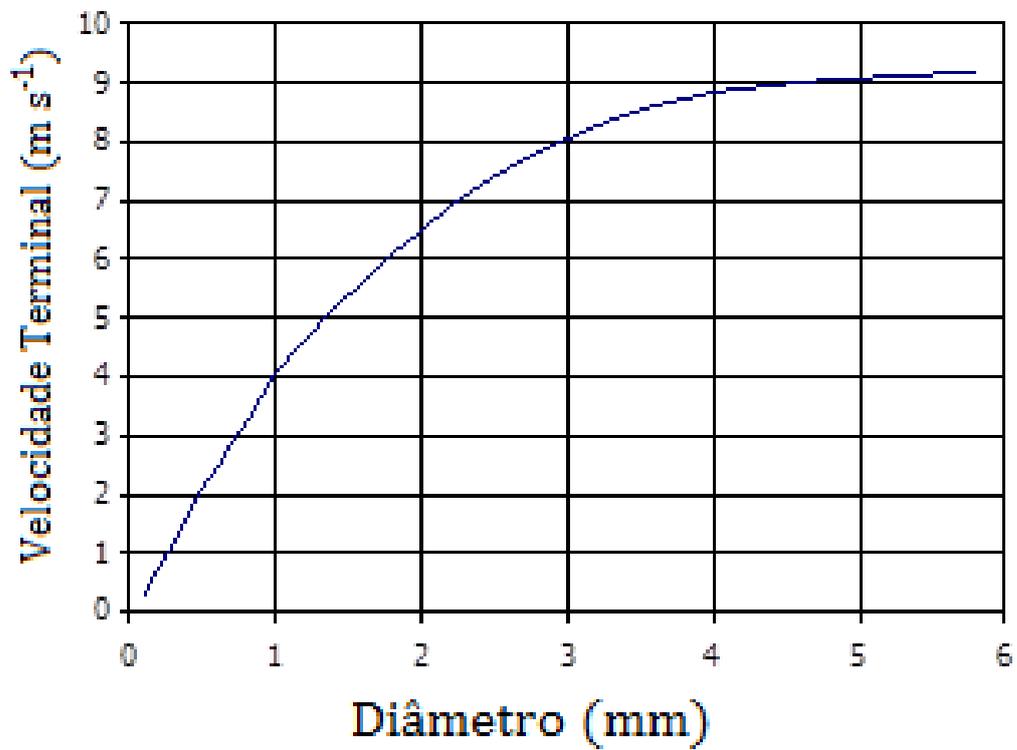


$$V_T^2 = \frac{8}{3} \cdot \frac{r \cdot g \cdot \rho_L}{\rho \cdot C_D};$$

$$V_T \propto \sqrt{r}$$

$$F_g = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot r^3 \cdot g \cdot \rho_L$$

Figura A.10. Velocidade terminal de gotas ( $V_T$ ) em função do tamanho do seu diâmetro.



Fonte: Adaptado de tabela de Rogers e Yau (1989).

Figura A.11. Distribuição hipotética de gotas com diferentes tamanhos (raios maior -  $R$  e menor -  $r$ ) em nuvens quentes. O círculo desenhado na parte inferior indica a máxima área varrida pelas gotas em colisão durante a queda [ $\pi(R + r)^2$ ].

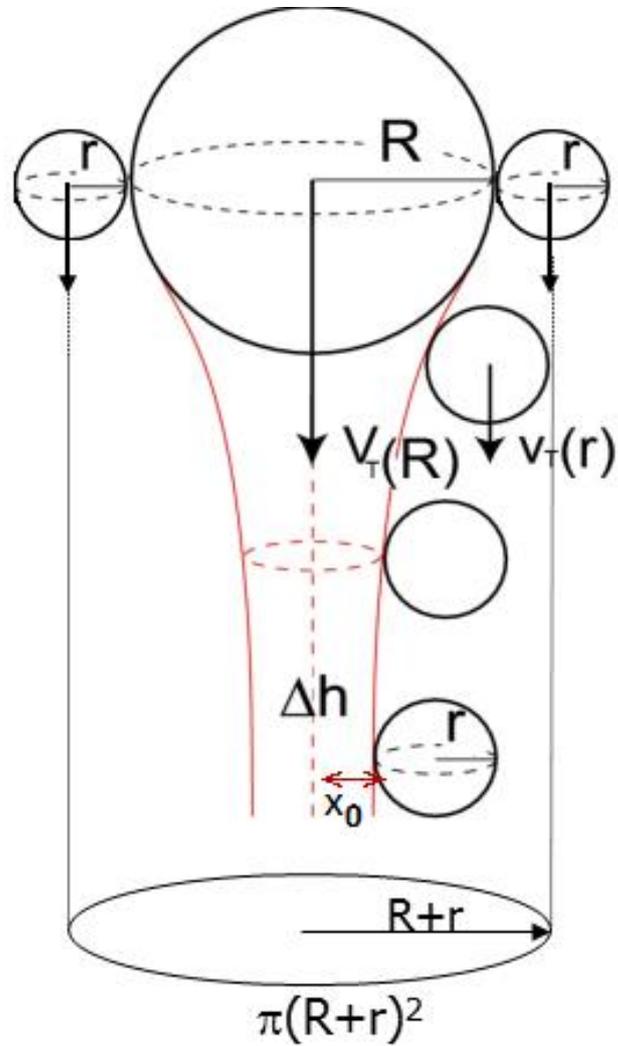
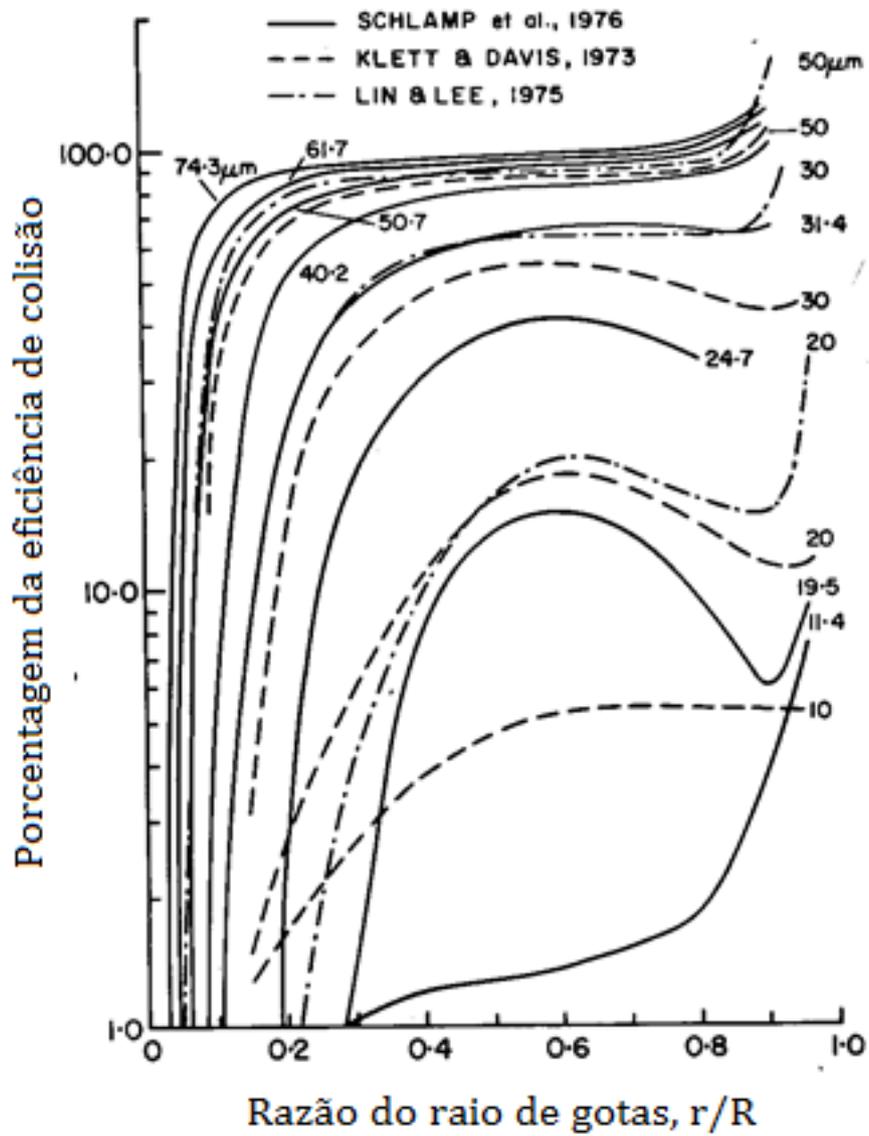
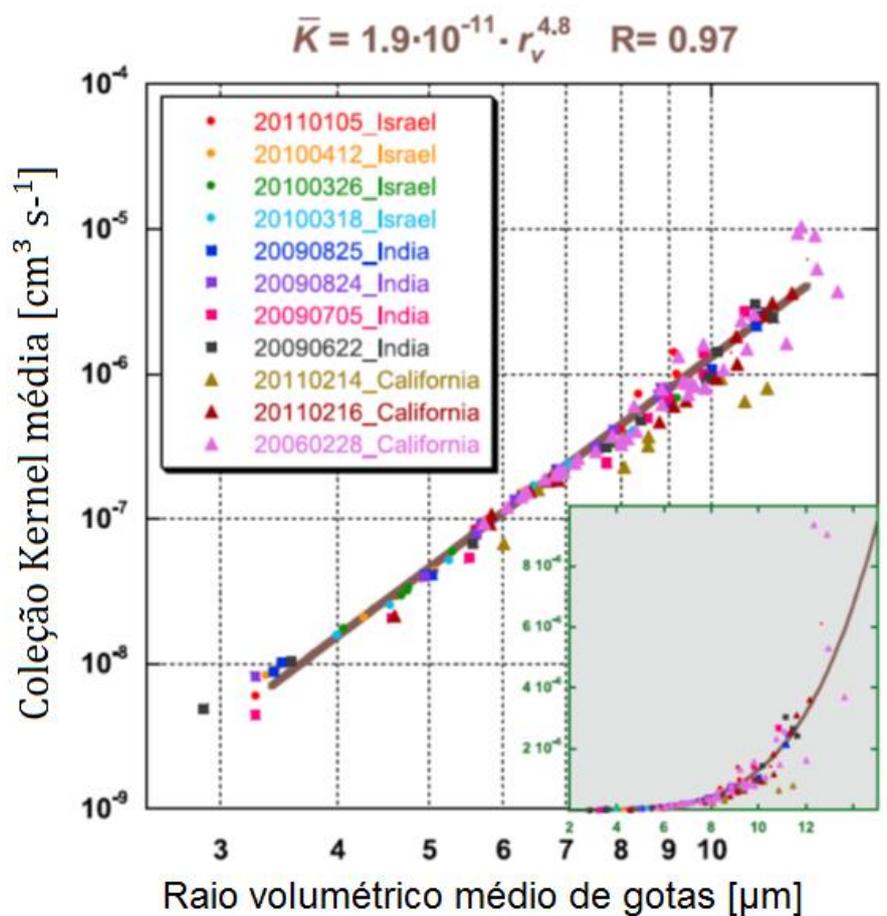


Figura A.12. Eficiência de colisão para pares de gotas em função da razão entre seus raios ( $r/R$ ). As curvas indicam os valores do raio da maior gota (R).



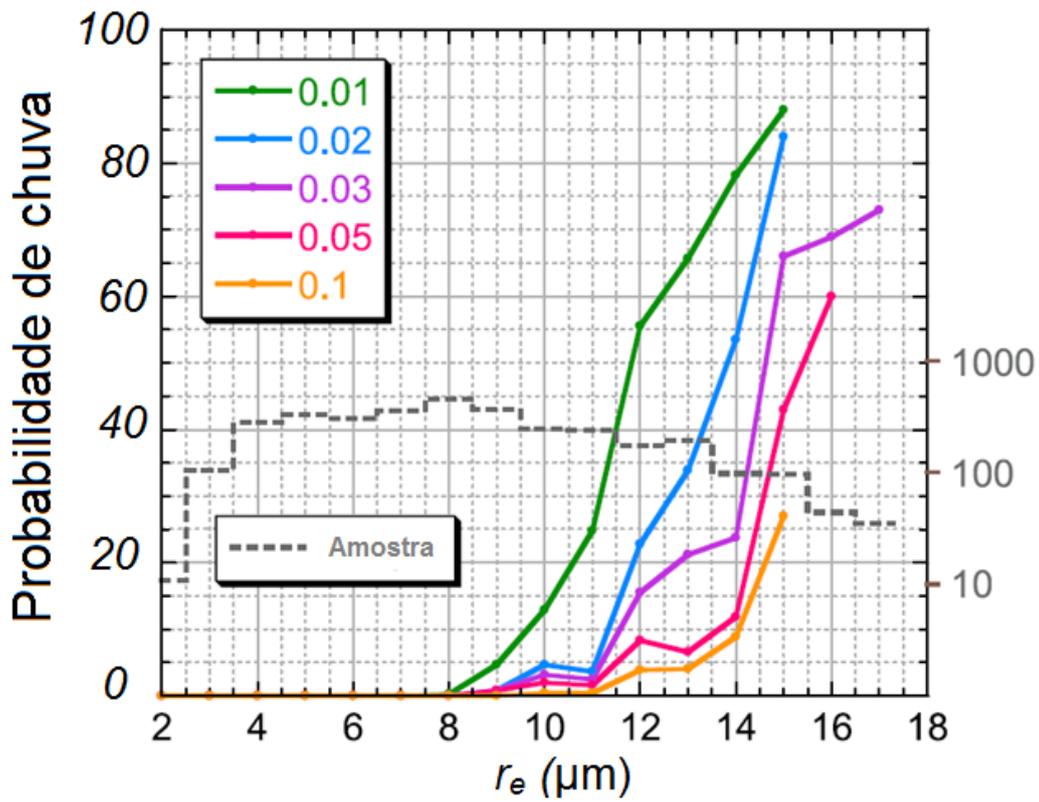
Fonte: Adaptado do Rogers e Yau (1989).

Figura A.13. A dependência da coleção Kernel ( $K$ ) em função raio volumétrico médio de gotas ( $r_v$ ) para penetrações em nuvens em várias alturas acima da base da nuvem e localidades (representada por cores, referenciado na caixa do canto superior esquerdo).  $K$  foi derivado utilizando a Eq. A.2.7 para dados de avião e a linha marrom indica os valores de  $K$  para 5000 pares de gotas calculados através do modelo de Monte Carlo.



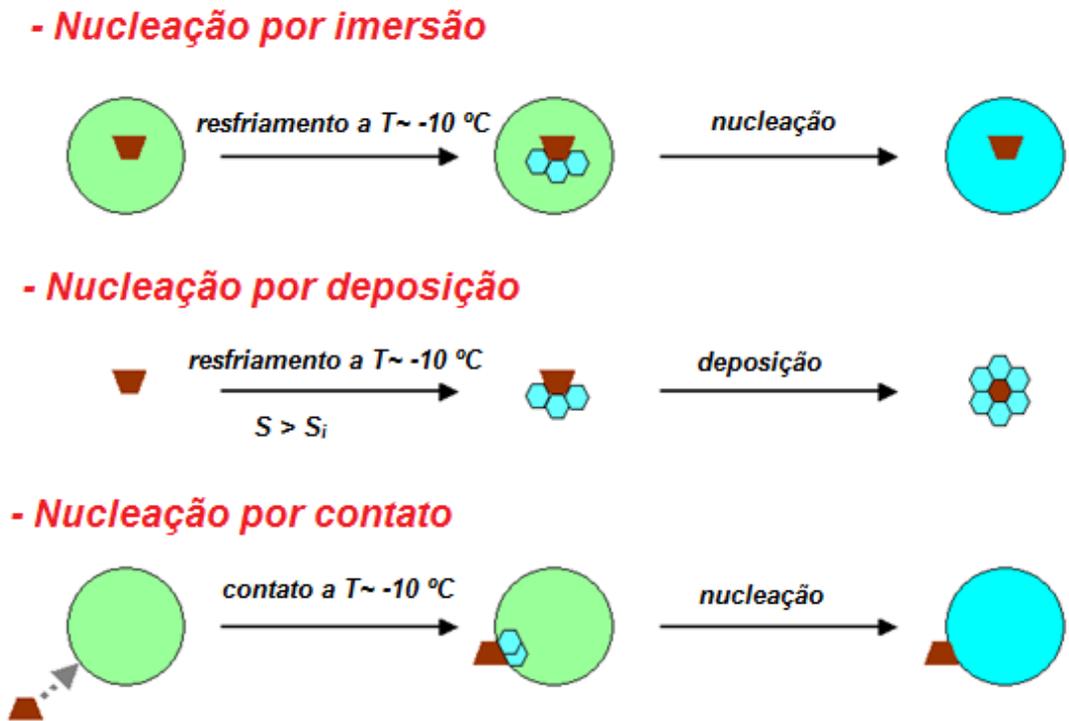
Fonte: Adaptado de Freud e Rosenfeld (2012).

Figura A.14. Probabilidade de ocorrência de chuva em porcentagem (%) dentro de nuvens em função do raio efetivo das gotas de nuvem ( $r_e$ ). A probabilidade de chuva é indicada com diferentes cores e referenciada na legenda (canto superior esquerdo) em função do conteúdo de água de chuva em  $\text{g m}^{-3}$  (i.e. massa de água integrada de gotas com diâmetros entre 50 e 250  $\mu\text{m}$ ).



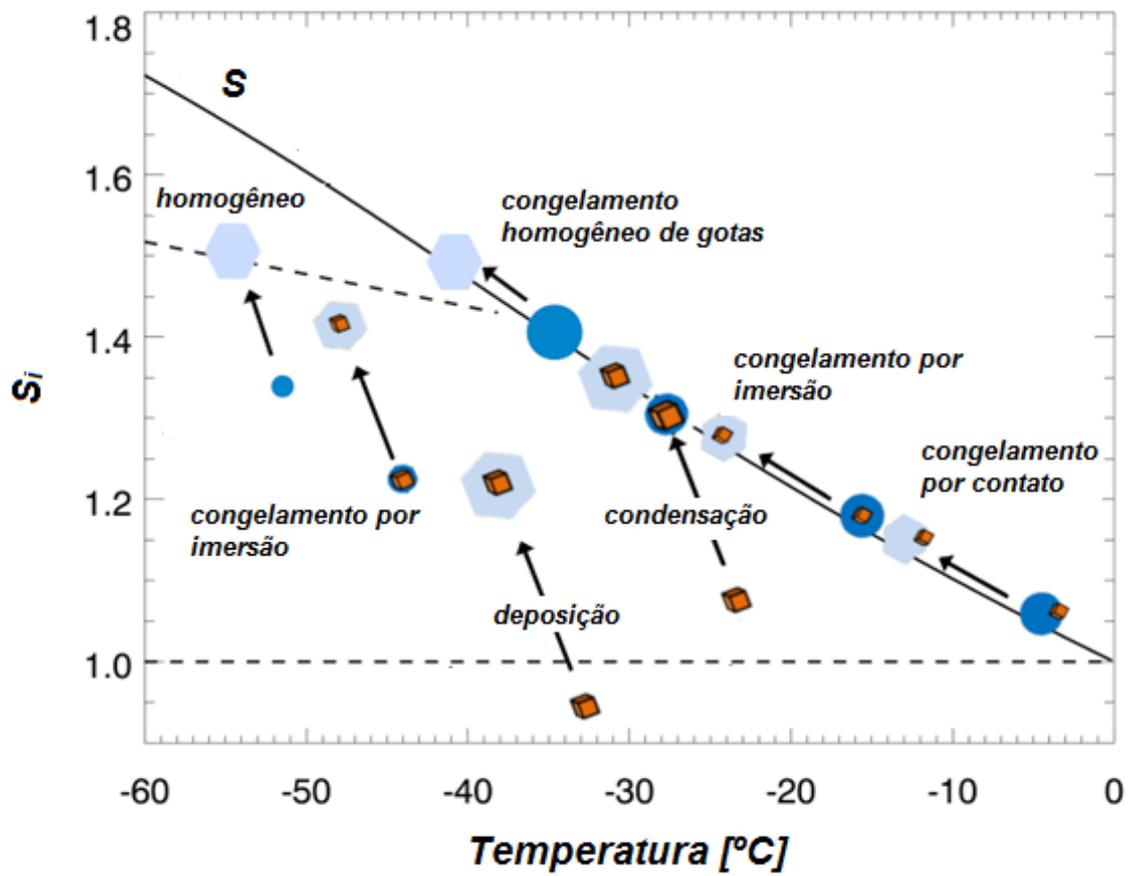
Fonte: Adaptado de Freud e Rosenfeld (2012).

Figura A.15. Modos de nucleação heterogênea de gelo por aerossóis.



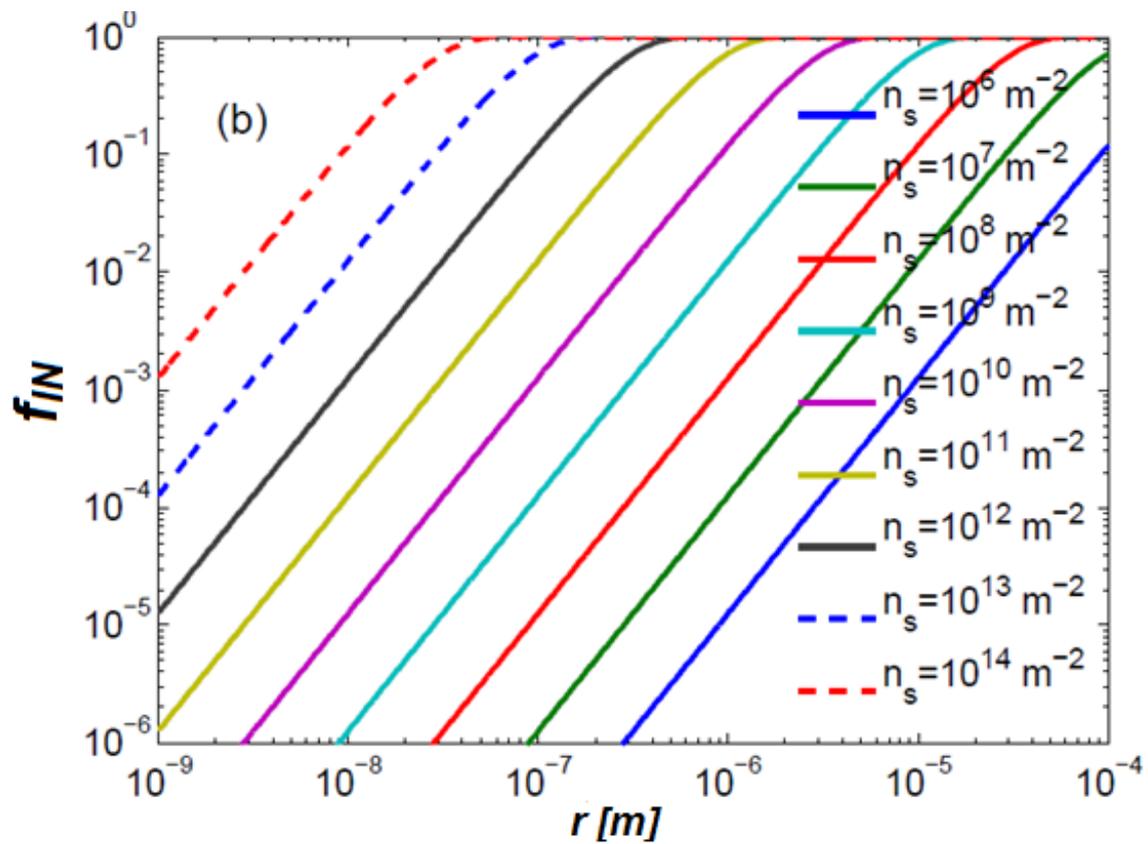
Fonte: Adaptado de Rogers e Yau (1989).

Figura A.16. Representação esquemática dos diferentes modos de nucleação em função da temperatura ambiente e supersaturação em relação ao gelo ( $S_i$ ). A linha diagonal indica quando há supersaturação para água (S).



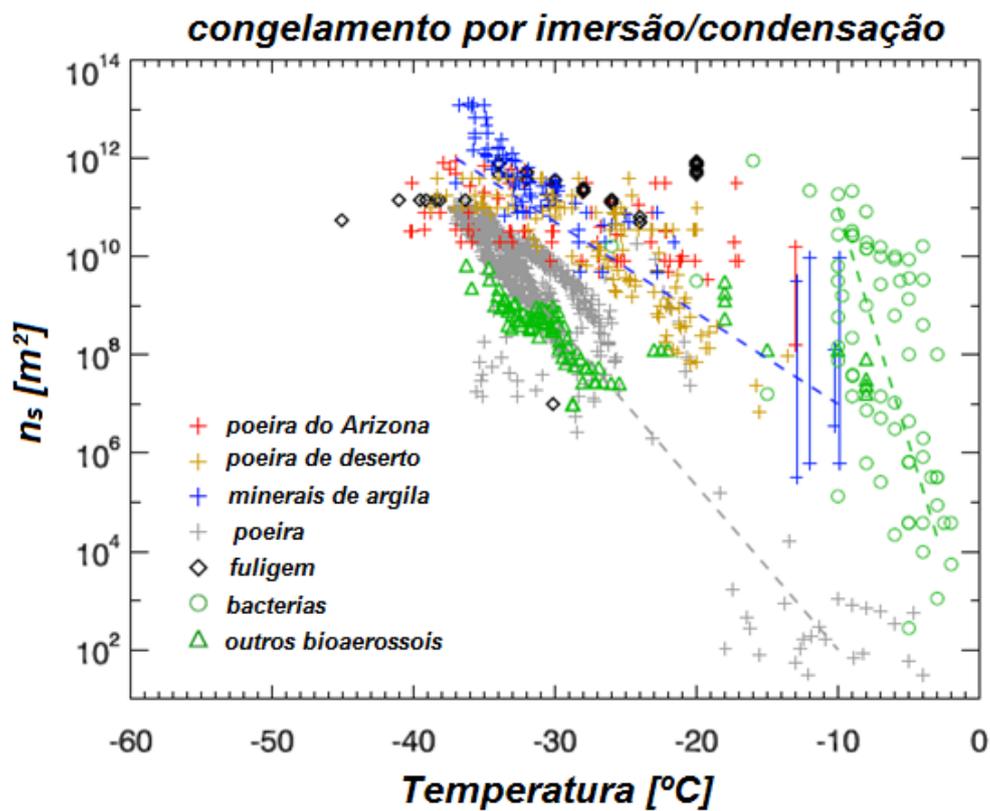
Fonte: Adaptado de (Hoose e Möhler, 2012).

Figura A.17. Fração de ativação como núcleo de gelo ( $f_{IN}$ ) em função do raio dos aerossóis ( $r$ ) com diferentes densidades INAS.



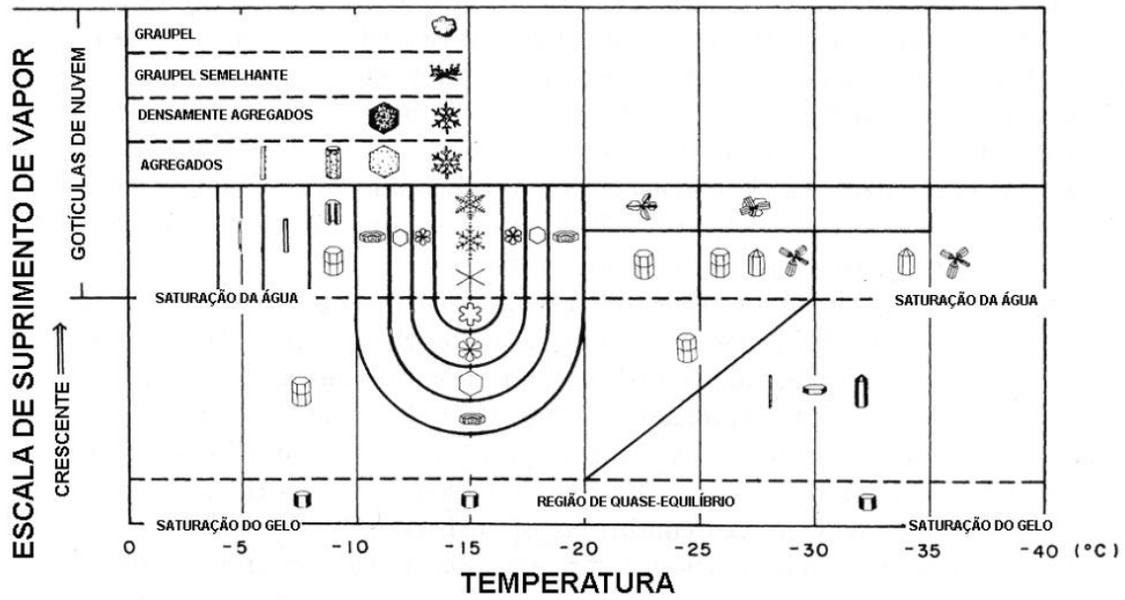
Fonte: Adaptado de Hoose e Möhler (2012).

Figura A.18. Densidades INAS ( $n_s$ ) para diversos tipos de aerossol para experimentos de nucleação por imersão e deposição de vapor para valores de saturação iguais ou superiores de água líquida. As linhas azul e cinza tracejadas se referem aos diferentes tipos de poeira e a linha verde se refere a aerossóis com alta densidade INAS.



Fonte: Adaptado de Hoose e Möhler (2012).

Figura A.19. Tipos de gelo observados em função da temperatura e da supersaturação em relação ao gelo ( $S_i$ ). A linha tracejada indica a supersaturação em relação à água.



Fonte: Adaptado de Magono e Lee (1966).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A. J. HEYMSFIELD. The Characteristics of Graupel Particles in Northeastern Colorado Cumulus Congestus Clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 284–295, 1978.

AHRENS, C. D. Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment. Pacific Grove, **CA: Brooks/Cole Pub.**, 2000.

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D. Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. **Earth-Science Reviews**, v. 89, n. 1–2, p. 13–41, 2008.

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

CONNOLLY, P. J. et al. Studies of heterogeneous freezing by three different desert dust samples. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 8, p. 2805–2824, 2009.

COTTON, W. R.; YUTER, S. Principles of cloud and precipitation formation. In: **Aerosol Pollution Impact on Precipitation: A Scientific Review**. p. 13–43, 2009.

DEMOTT, P. J. Quantitative descriptions of ice formation mechanisms of silver iodide-type aerosols. **Atmospheric Research**, v. 38, n. 1–4, p. 63–99, 1995.

DEMOTT, P. J. et al. Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 107, n. 25, p. 11217–11222, 2010.

DUSEK, U. et al. Size matters more than chemistry for cloud-nucleation ability of aerosol particles. **Science**, v. 312, n. 5778, p. 1375–1378, 2006.

FLETCHER NH. The Physics of Rain Clouds, **Cambridge University Press**, 1962.

FREUD, E.; ROSENFELD, D. Linear relation between convective cloud drop number concentration and depth for rain initiation. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 117, n. 2, p. 1–13, 2012.

GAYET, J.-F. et al. On the observation of unusual high concentration of small chain-

like aggregate ice crystals and large ice water contents near the top of a deep convective cloud during the CIRCLE-2 experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 2, p. 727–744, 16 jan. 2012.

GUNTHER, S. S. et al. Cloud condensation nuclei in pristine tropical rainforest air of Amazonia: size-resolved measurements and modeling of atmospheric aerosol composition and CCN activity. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 9, n. 1, p. 3811–3870, 2009.

HALLETT, J.; MOSSOP, S. C. C. Production of secondary ice particles during the riming process. **Nature**, v. 249, n. 5452, p. 26–28, 1974.

HEYMSFIELD, A. J. et al. Homogeneous Ice Nucleation in Subtropical and Tropical Convection and Its Influence on Cirrus Anvil Microphysics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 1, p. 41–64, 2005.

HEYMSFIELD, A. J.; SABIN, R. M. Cirrus crystal nucleation by homogeneous freezing of solution droplets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 2252–2264, 1989.

HOBBS, P. V. Ice Multiplication in Clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 26, n. 2, p. 315–318, 1969.

HOFFMANN, N. et al. Experimental quantification of contact freezing in an electrodynamic balance. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 6, p. 2373–2382, 2013.

HOOSE, C.; MÖHLER, O. Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 12, n. 5, p. 12531–12621, 2012.

HOUZE, R. A. Stratiform Precipitation in Regions of Convection: A Meteorological Paradox? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 10, p. 2179–2196, 1997.

KÖHLER, H. The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. **Transactions of the Faraday Society**, v. 32, p. 1152–1161, 1936.

LOW, T. B.; LIST, R. Collision, Coalescence and Breakup of Raindrops. Part I:

Experimentally Established Coalescence Efficiencies and Fragment Size Distributions in Breakup, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, 1591-1606, 1982a.

LOW, T. B.; LIST, R. Collision, Coalescence and Breakup of Raindrops. Part II: Parameterization of Fragment Size Distributions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, 1607-1619, 1982b.

MAGONO, C.; LEE, C. W. Meteorological Classification of Snow Crystals. **Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7**, v. 2, n. 4, p. 33–37, 1966.

MASON, B. J. The Physics of Clouds. **Clarendon Press**, 1971.

MATTOS, E. V. et al. Polarimetric radar characteristics of storms with and without lightning activity. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 23, p. 14,201-14,220, 2016.

MCFIGGANS, G. et al. The effect of physical and chemical aerosol properties on warm cloud droplet activation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, p. 2593–2649, 2006.

MITRA, S. K. et al. A Wind Tunnel and Theoretical Study of the Melting Behavior of Atmospheric Ice Particles. IV: Experiment and Theory for Snow Flakes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 5, p. 584–591, 1990.

PARAMONOV, M. et al. A synthesis of cloud condensation nuclei counter (CCNC) measurements within the EUCAARI network. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 21, p. 12211–12229, 2015.

PETTERS, M. D.; KREIDENWEIS, S. M. A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. **Atmospheric Chemistry and Physics**, p. 1961–1971, 2007.

PÖHLKER, M. L. et al. Long-term observations of atmospheric aerosol, cloud condensation nuclei concentration and hygroscopicity in the Amazon rain forest – Part 1: Size-resolved characterization and new model parameterizations for CCN prediction. **Atmospheric Chemistry and Physics**, n. July, 2016.

- PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D.; WANG, P. K. Microphysics of Clouds and Precipitation, **Aerosol Science and Technology**, 28:4,381-382, doi:10.1080/02786829808965531, 1998
- ROBERTS, G. C. et al. Impact of biomass burning on cloud properties in the Amazon Basin - art. no. 4062. **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v. 108, n. D2, p. 4062, 2003.
- ROGERS, D. C. et al. Measurements of ice nucleating aerosols during SUCCESS. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 9, p. 1383, 1998.
- ROGERS, R. R.; YAU, M. K. **A short course of cloud physics**. Third edit ed. Oxford, UK: Library of Congress, 1989.
- ROSENFELD, D. et al. Aircraft microphysical documentation from cloud base to anvils of hailstorm feeder clouds in Argentina. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 45, n. 9, p. 1261–1281, 2006.
- ROSENFELD, D.; WOODLEY, W. Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37.5 C. **Nature**, v. 405, n. May, p. 23–25, 2000.
- SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. **Hoboken, N.J: J. Wiley**, 2006.
- SHAW, R. A.; LAMB, D. Homogeneous freezing of evaporating cloud droplets. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 8, p. 1181–1184, 1999.
- STEINER, M.; SMITH, J. A. Convective versus stratiform rainfall: An ice-microphysical and kinematic conceptual model. **Atmospheric Research**, v. 47–48, p. 317–326, jun. 1998.
- STITH, J. L. et al. Ice particles in the upper anvil regions of midlatitude continental thunderstorms: the case for frozen-drop aggregates. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 4, p. 1973–1985, 20 fev. 2014.
- TWOMEY, S. The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, 1149-1152, 1977.
- YANO, J.-I.; PHILLIPS, V. T. J. Ice–Ice Collisions: An Ice Multiplication Process in Atmospheric Clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, n. 2, p. 322–333, 2011.

ZENG, X. et al. An Indirect Effect of Ice Nuclei on Atmospheric Radiation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 1, p. 41–61, 2009.



## APÊNDICE B – MATERIAL SUPLEMENTAR DO CAPÍTULO 3

### B.1 Incertezas de formulações teóricas de propriedades microfísicas de nuvens

As incertezas de  $N_{dT}$ ,  $N_{dCCN}$ ,  $S_{max}$ ,  $r_e$ ,  $CWC$ ,  $N_a$ ,  $N_d^*$ ,  $N_{dT}^*$  e  $N_{dCCN}^*$  foram estimados através da aproximação ‘analítica’ de propagação de erros que é calculada a partir das derivadas parciais da função para as variáveis independentes. Por exemplo, se tivermos uma função  $f(x,y,z)$  com as variáveis  $x,y$  e  $z$  e as incertezas  $s_x$ ,  $s_y$  e  $s_z$  temos o seguinte resultado para as incertezas finais ( $sf$ ) de  $f$ .

$$sf = \sqrt{\left(\frac{\delta f}{\delta x}\right)^2 \cdot s_x^2 + \left(\frac{\delta f}{\delta y}\right)^2 \cdot s_y^2 + \left(\frac{\delta f}{\delta z}\right)^2 \cdot s_z^2} \quad (B.1)$$

### B.2 Cálculo de STDE $CCN_{max}$ e STDE $CCN_{min}$

Os erros padrões (STDE) dos parâmetros  $N_0$  e  $k$  são associados com a incerteza estatística da função de potência ajustada. Para computar o STDE para as estimativas de CCN as incertezas de  $S$  (~10%) são consideradas. Logo, os valores máximos e mínimos de STDE (STDE  $CCN_{max}$  e STDE  $CCN_{min}$ , respectivamente) esperados para as estimativas de CCN são calculados como segue abaixo:

*STDE Máximo*

$$STDE\ CCN_{max} = \frac{[(N_0 + SD \cdot N_0) \cdot (S_i \cdot 1.1)^{k+SD \cdot k}] - N_0 \cdot S_i^k}{\sqrt{N}} \quad (B.2)$$

onde:

A média é feita em  $l=1:N$ .

$N$  é o número de casos  $NCCN_2$  para cada grupo de medições.

$SD \cdot N_0$  é o desvio padrão estatístico de  $N_0$ ;

$SD \cdot k$  é o desvio padrão estatístico de  $k$ ;

$S_i$  é a supersaturação em cada passo, forçado para ter o máximo valor (multiplicado por 1.1).

*STDE mínimo*

$$STDE\ CCN_{min} = \frac{N_0 \cdot S_i^k - [(N_0 - SD \cdot N_0) \cdot (S_i \cdot 0.9)^{k-SD \cdot k}]}{\sqrt{N}} \quad (B.3)$$

onde:

A média é feita em  $l=1:N$ .

$N$  é o número de casos  $NCCN_2$  para cada grupo de medições.

$SD.N_0$  é o desvio padrão estatístico de  $N_0$ ;

$SD.k$  é o desvio padrão estatístico de  $k$ ;

$S_i$  é a supersaturação em cada passo, forçado para ter o máximo valor (multiplicado por 0.9).

### B.3 Erro e incertezas da formula de Twomey (Eq. 2.1)

De acordo com Krüger et al. (2014), o erro em  $N_{CCN}(S)$  é baseado na contagem de erro da medição do número de partículas ( $\Delta c = \sqrt{c+1}$ ) e pode ser calculado por:

$$\Delta N = \sqrt{\left(\frac{\Delta c * t}{q}\right)^2 + \left(\frac{c \cdot \Delta q * t}{q^2}\right)^2 + \left(\frac{c \cdot \Delta t}{q}\right)^2} \quad (B.4)$$

onde:

$t$  é o período de medições assumido (60 s);

$\Delta t$  é o erro do período;

$c$  é o número de partículas medido;

$q$  é a taxa de fluxo de aerossóis;

$\Delta q$  é o erro da taxa de fluxo de aerossóis (nós assumimos 10% de  $q$ , i.e.  $0.007 \text{ L min}^{-1}$ );

De acordo com a propagação de erros Gaussiana temos que em  $N_{CCN}(S)$  é dado por:

$$NCCN = \sqrt{\left(\frac{\Delta m_{CCN2} * T_{mCCN1}}{m_{CCN1}}\right)^2 + \left(-\frac{m_{CCN2} * \Delta m_{CCN1}}{\frac{m_{CCN1}^2}{T_{mCCN1}}}\right)^2 + \left(\frac{\Delta T_{mCCN1} * T_{mCCN2}}{m_{CCN1}}\right)^2} \quad (B.5)$$

Para calcular o erro em  $k$  os cálculos foram feitos com os limites máximos e mínimos dos erros, e o erro resultante em  $k$  é 20% de  $k$ . Para  $N_0$  o erro calculado é

de 23%, associado com o ajuste da equação de Twomey (Eq. 2.1) e ao erro de  $N_{CCN}$ .

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

KRÜGER, M. L.; MERTES, S.; KLIMACH, T., CHENG; Y. F., SU, H.; SCHNEIDER, J.; ANDREAE, M. O.; PÖSCHL, U.; AND ROSE, D.: Assessment of cloud supersaturation by size-resolved aerosol particle and cloud condensation nuclei (CCN) measurements, **Atmospheric Measurement Techniques**, 7, 2615-2629, doi:10.5194/amt-7-2615-2014, 2014.



## APÊNDICE C – MATERIAL SUPLEMENTAR DO CAPÍTULO 4

Figura C.1- Gráficos tridimensionais de todos os voos. Cores indicam a temperatura do ar.

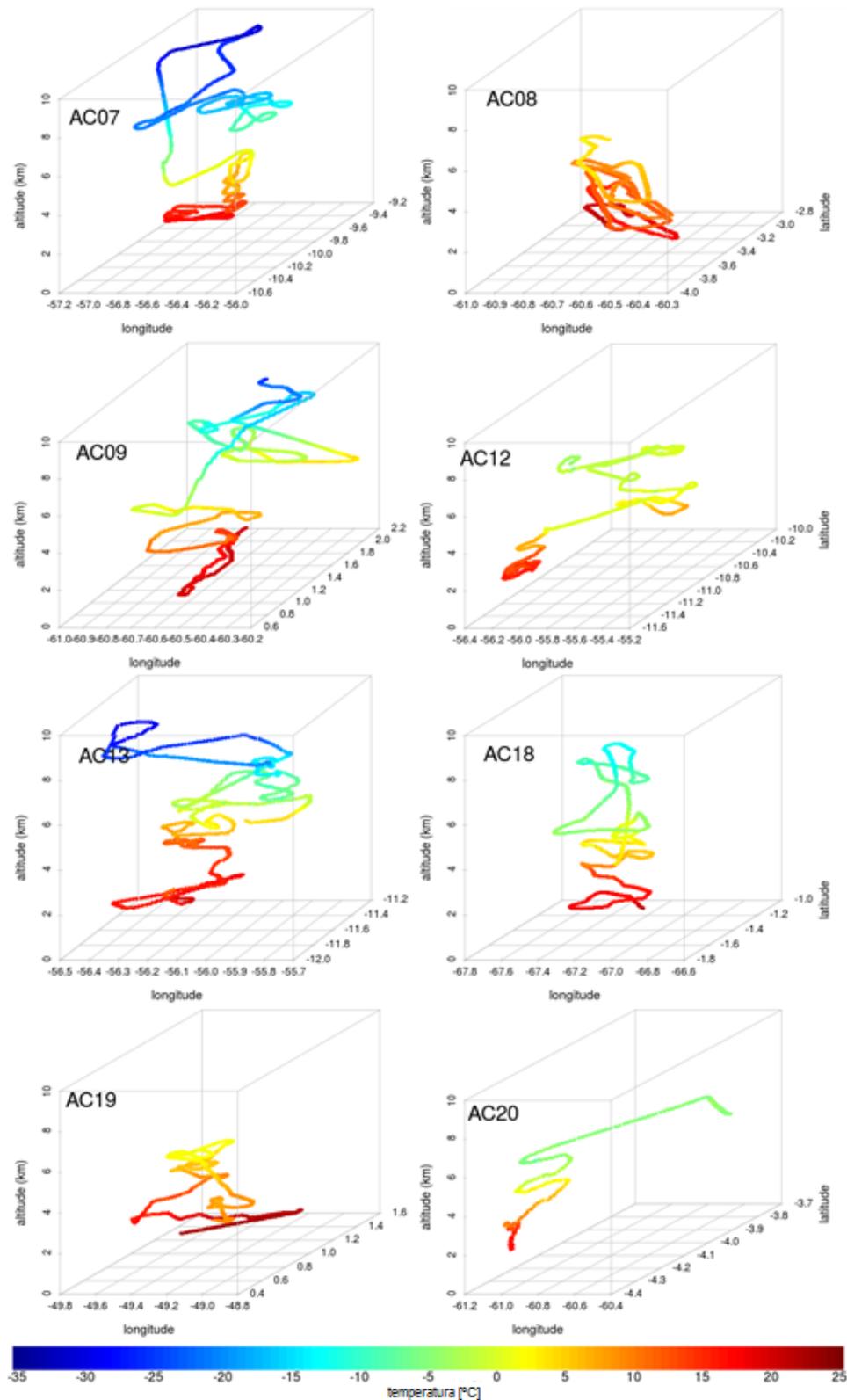
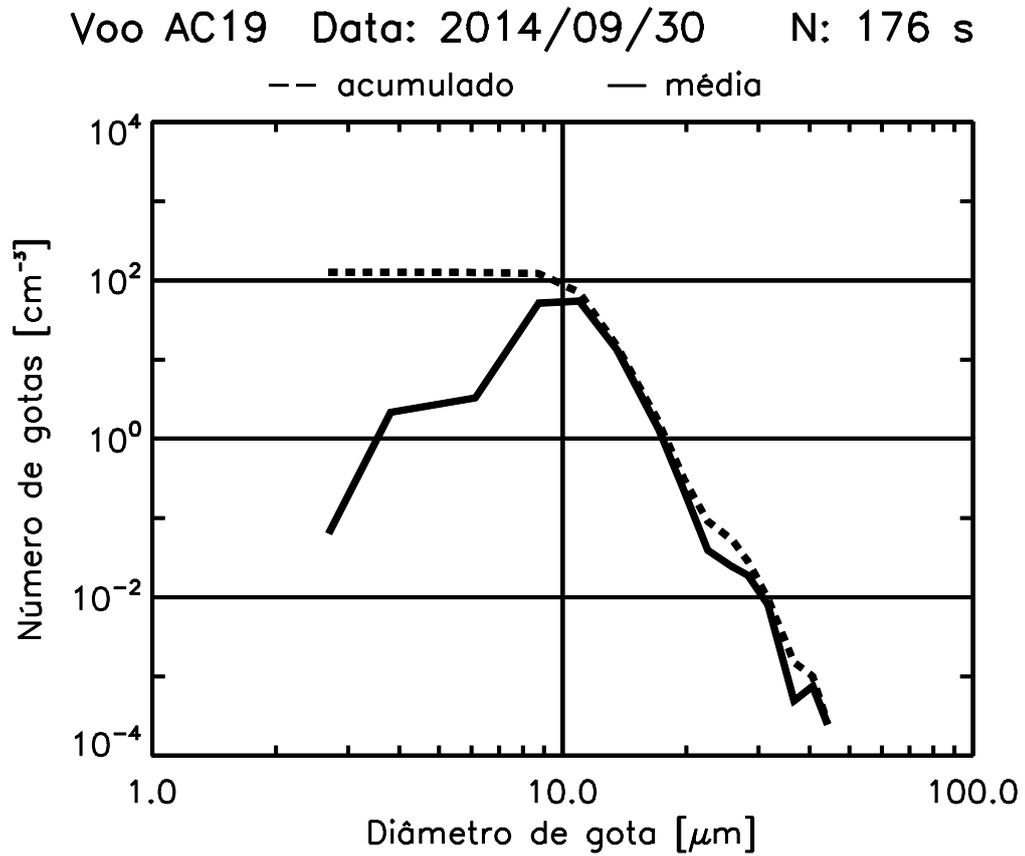
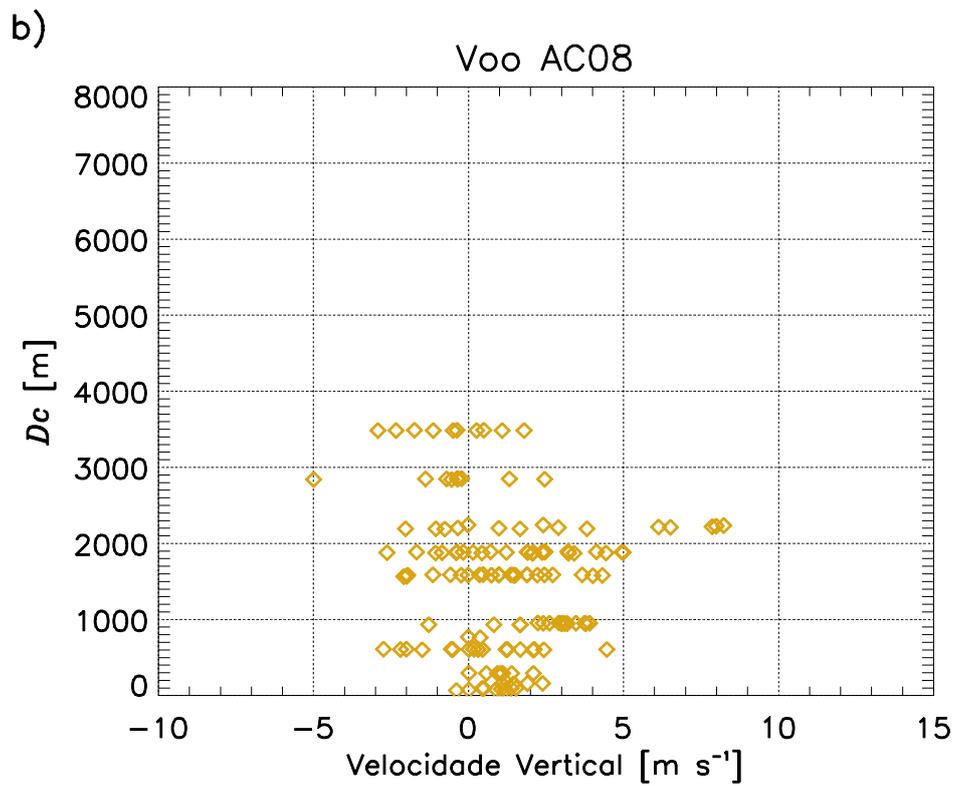
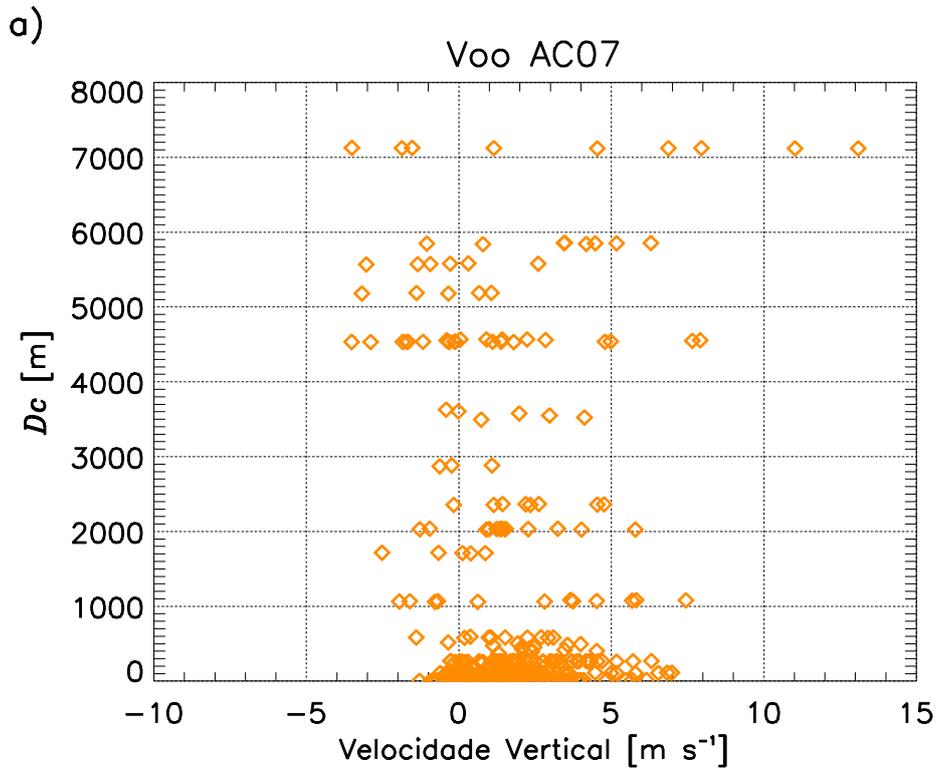


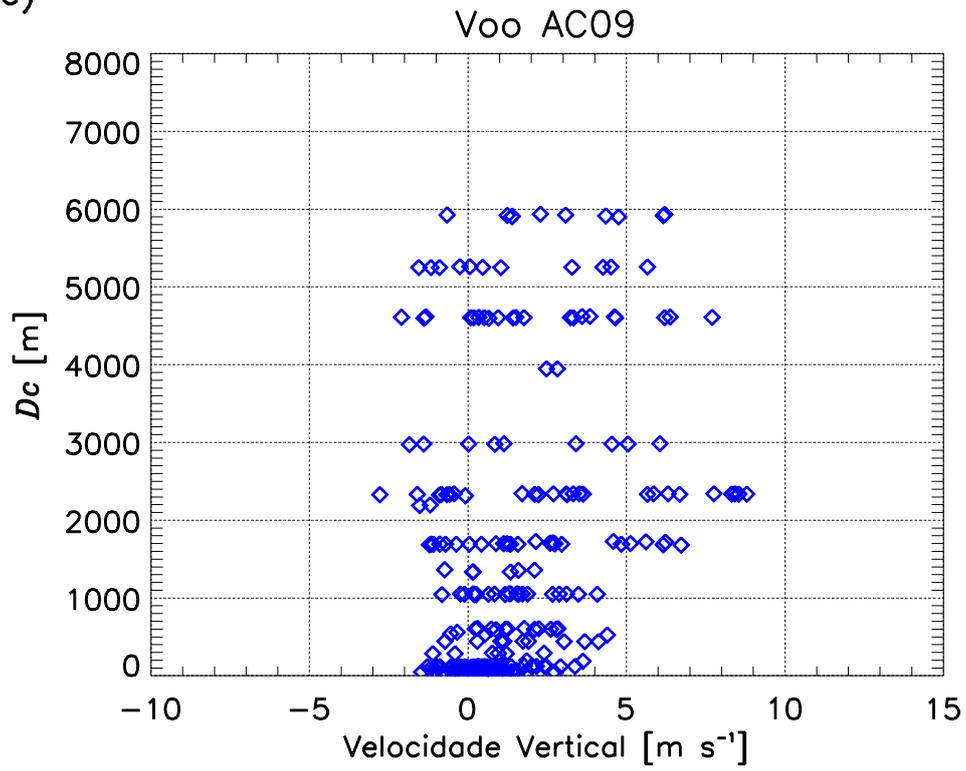
Figura C.2 Distribuições de tamanhos de gotas de nuvem na base da nuvem calculadas a partir de dados do sensor CCP-CDP (média – linha sólida, acumulada iniciando de diâmetros maiores – linha tracejada) para o voo AC19 realizado sobre o Oceano Atlântico, média para 176 s de passagens de nuvem.



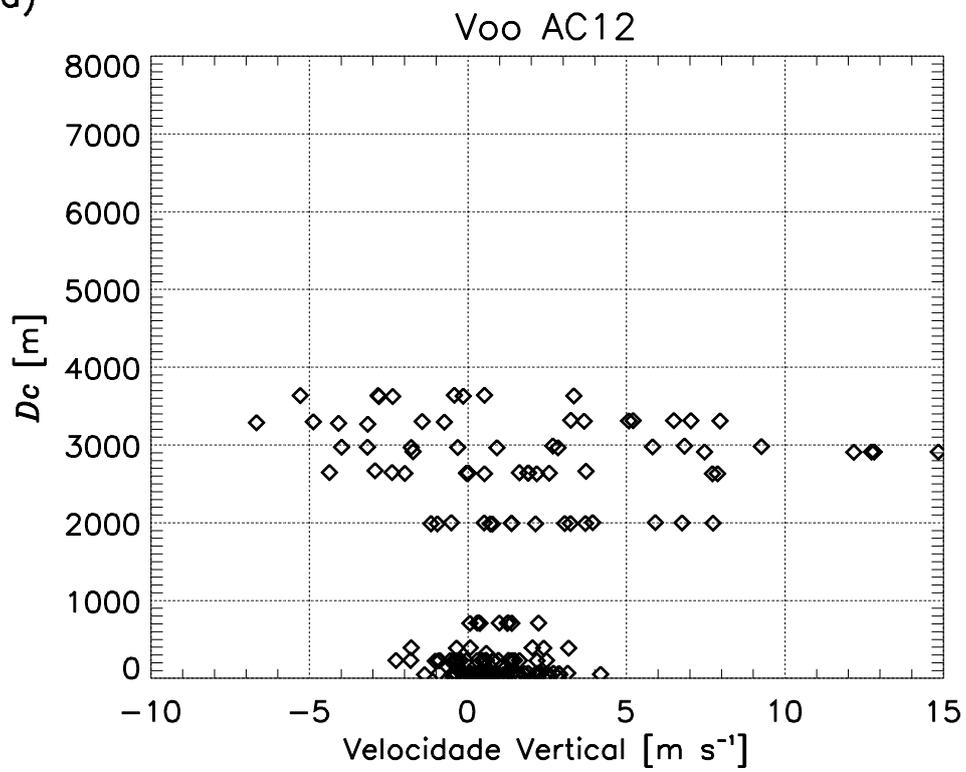
Figuras C. 3a-h Velocidades verticais ( $W$ ) em função da profundidade de nuvem ( $D_c$ ) para todos os voos. O número do voo é indicado no topo das figuras. Cada ponto indica 1 s de medição de  $W$ .



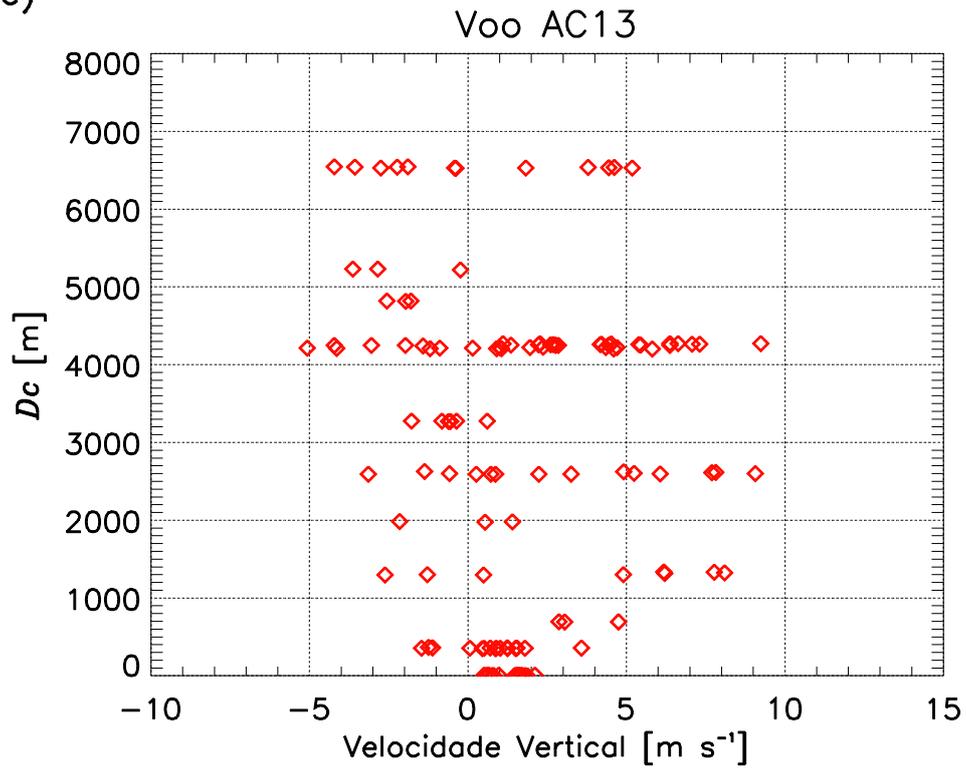
c)



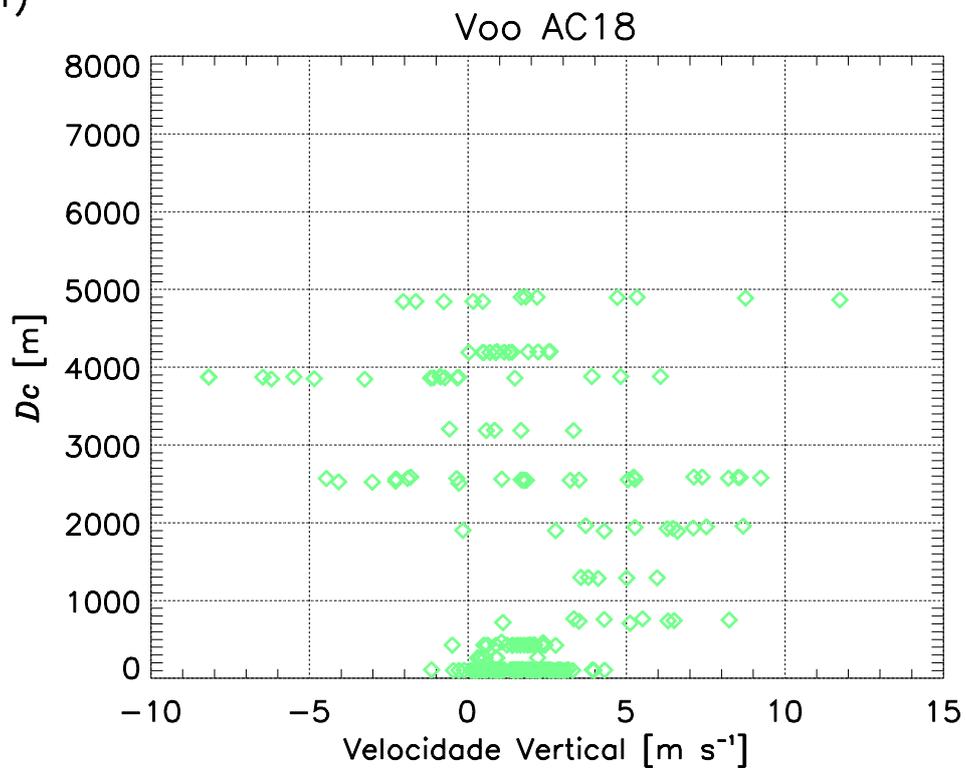
d)



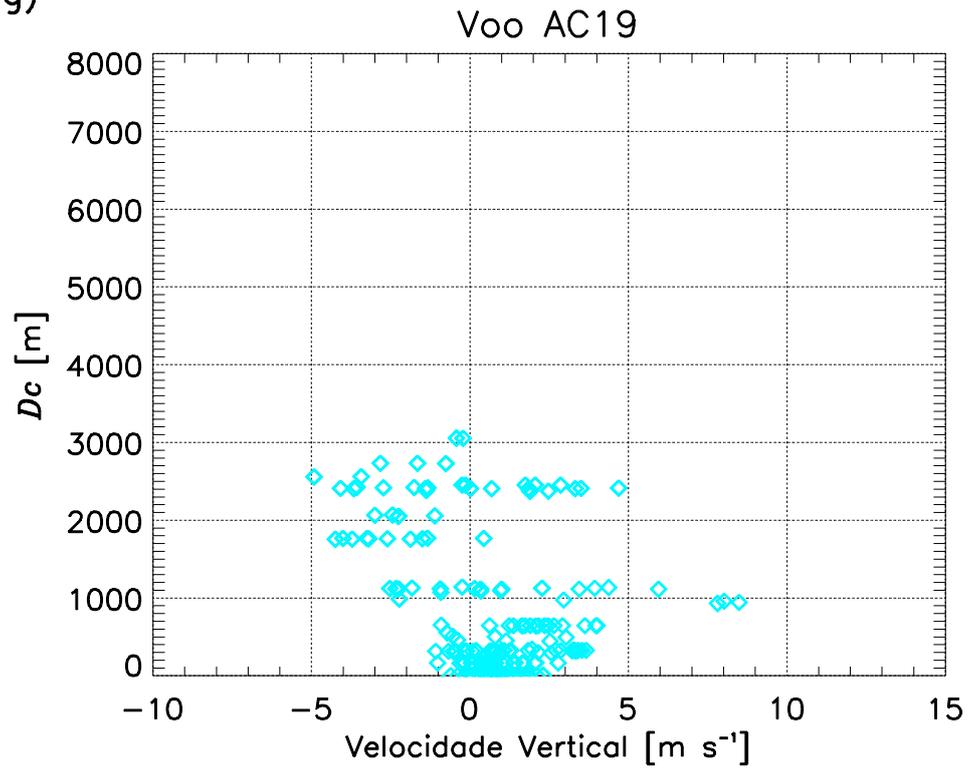
e)



f)



g)



h)

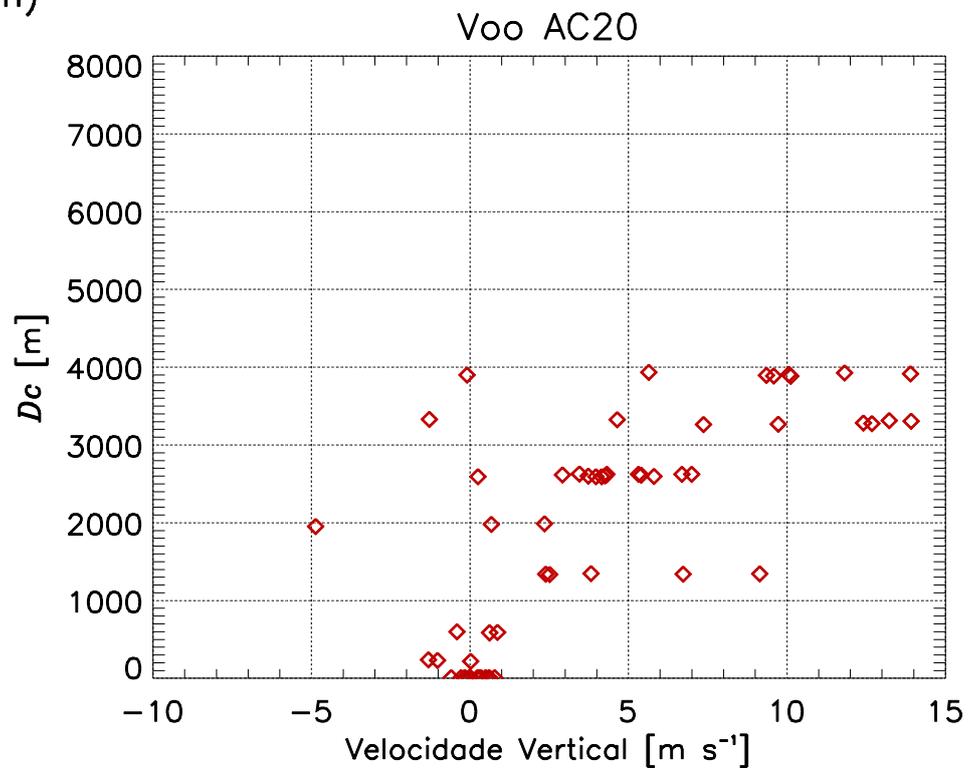


Figura C.4. a) Concentração de gotas de nuvem medidas com o sensor CCP-CDP em função da temperatura para o voo AC18. Cada ponto indica a concentração média de 1 s de medição. A amostra em segundos (N) e o horário inicial de perfilamento de nuvens convectivas são mostrados no topo do painel; b) Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) em função da profundidade da nuvem ( $D_c$ ) medidos com o sensor CCP-CDP durante o voo AC18. A linha indica o raio efetivo estimado para um crescimento adiabático ( $r_{ea}$ ) de gotas a partir da base da nuvem (linhas tracejadas indicam valores de  $r_{ea}$  considerando a incerteza da estimativa). A altura de 0°C é indicada por uma linha horizontal preta que atravessa a linha de  $r_{ea}$ . O número adiabático de gotas estimado na base da nuvem ( $N_a$ ) é mostrado no topo da figura.

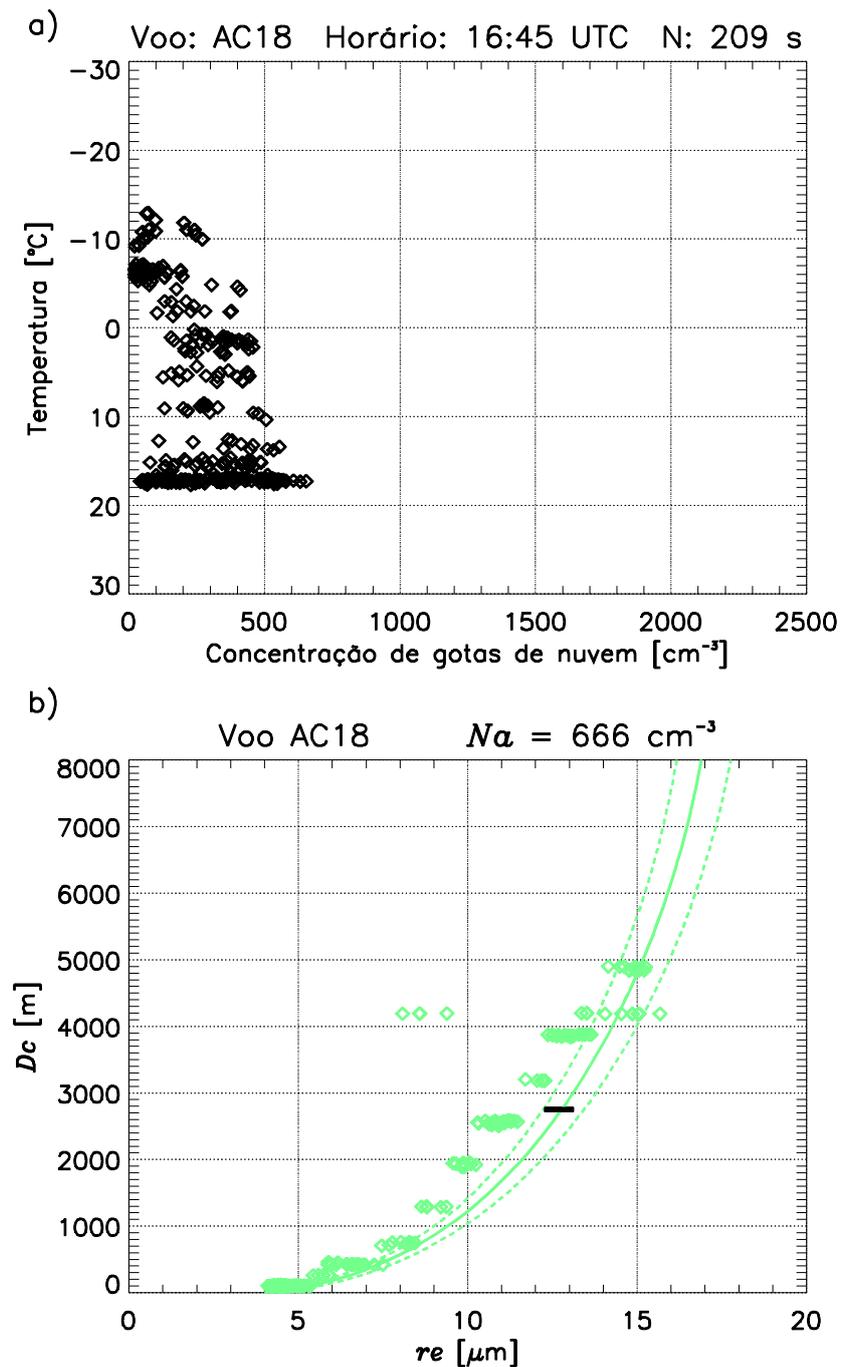
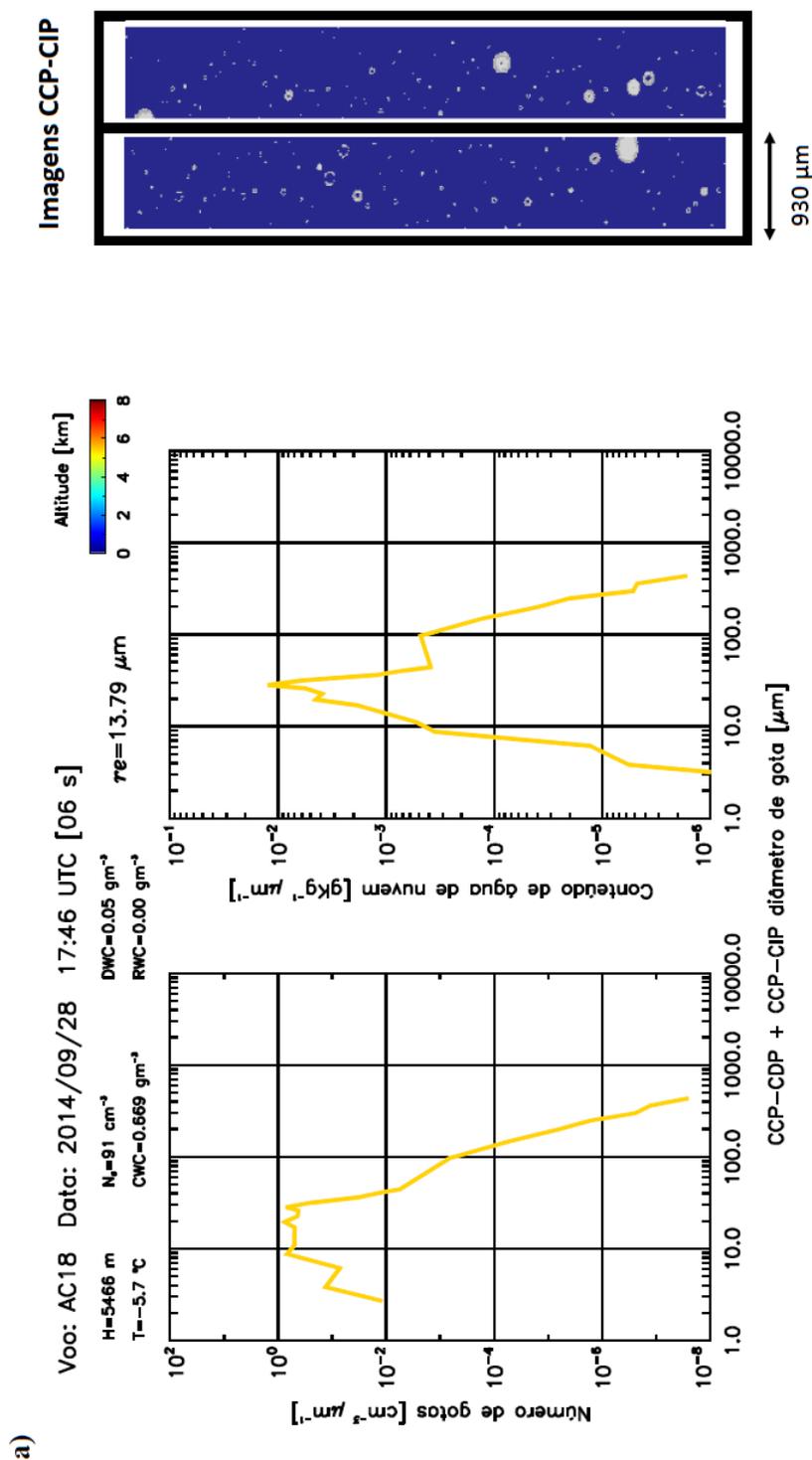


Figura C.5.a) Composto de distribuição média de gotas a partir de dados de dos sensores CCP-CDP e CCP-CIP (painel esquerdo). Similar para o conteúdo médio de água de nuvem (CWC) no painel direito. Indicados no topo dos painéis estão o número do voo com o HALO, data, instante do voo (UTC), duração da passagem de nuvem em segundos, temperatura (T) e altitude (H), e valores médios do número total de gotas de nuvem ( $N_d$ ), CWC, DWC, RWC, e  $r_e$ . A barra de cores indica a altura do voo durante a passagem em nuvens. Do lado direito dos painéis estão às imagens do sensor CCP-CIP correspondentes a passagem. B) Similar para a maior altura com medição acima da base da nuvem.



b)

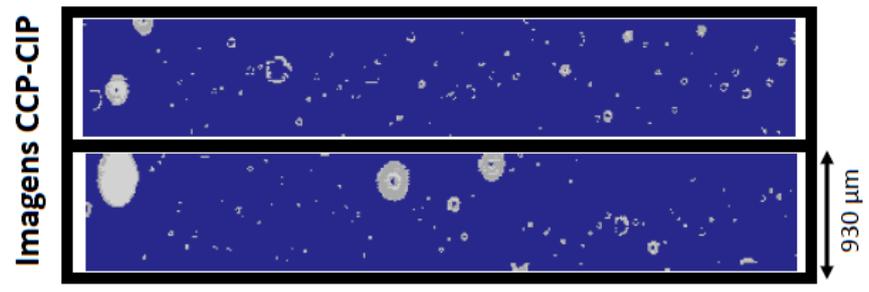
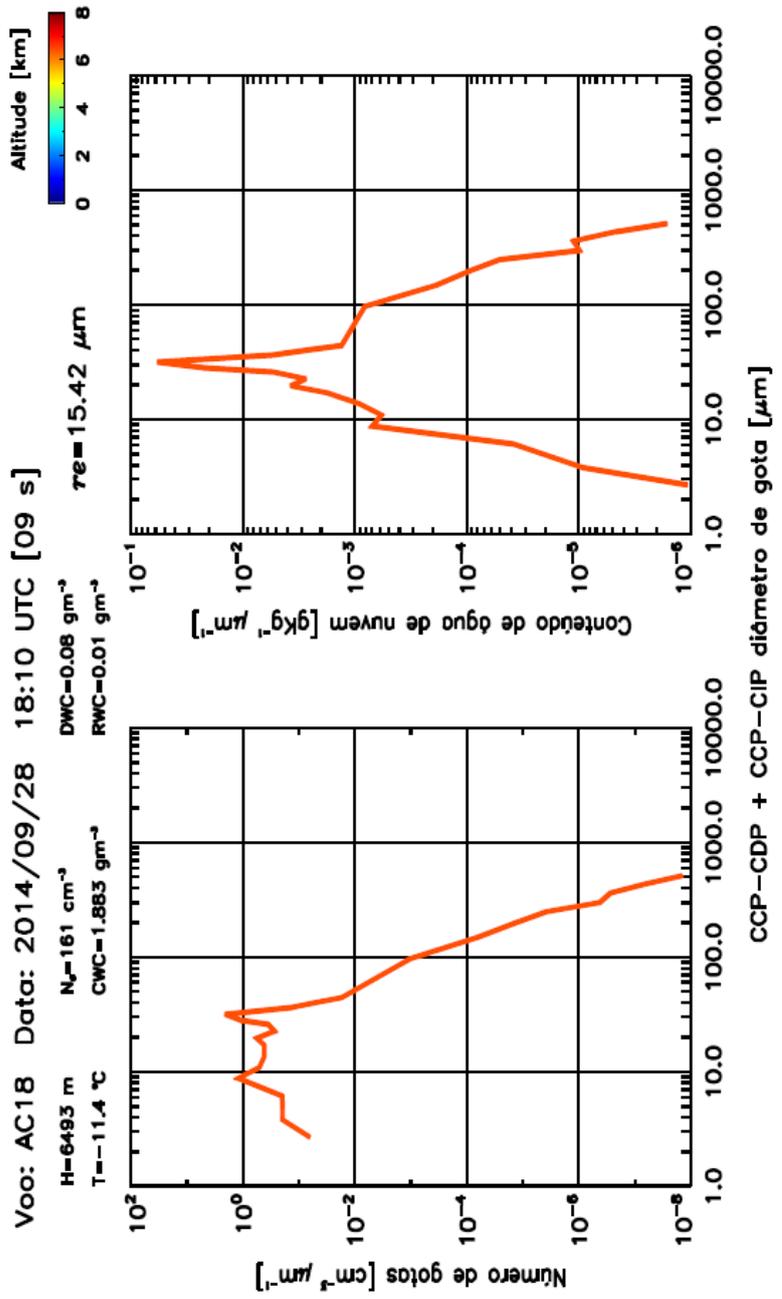


Figura C.6. a) Concentração de gotas de nuvem medidas com o sensor CCP-CDP em função da temperatura para o voo AC08. Cada ponto indica a média para 1 s de medição. O volume de amostra (N) e o instante aproximado do início da perfilação em nuvens convectivas são mostrados no topo das figuras; b) Similar para o voo AC12; c) Similar para o voo AC20.

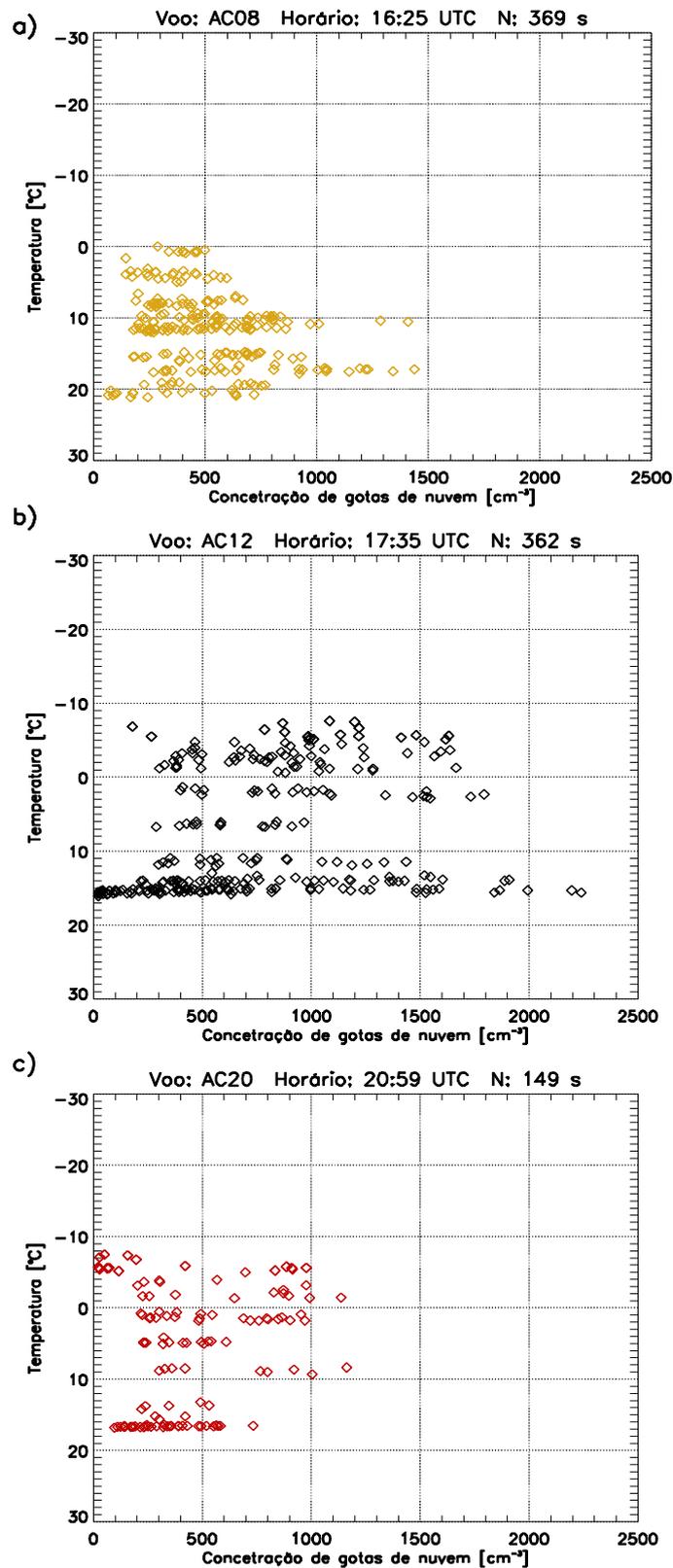
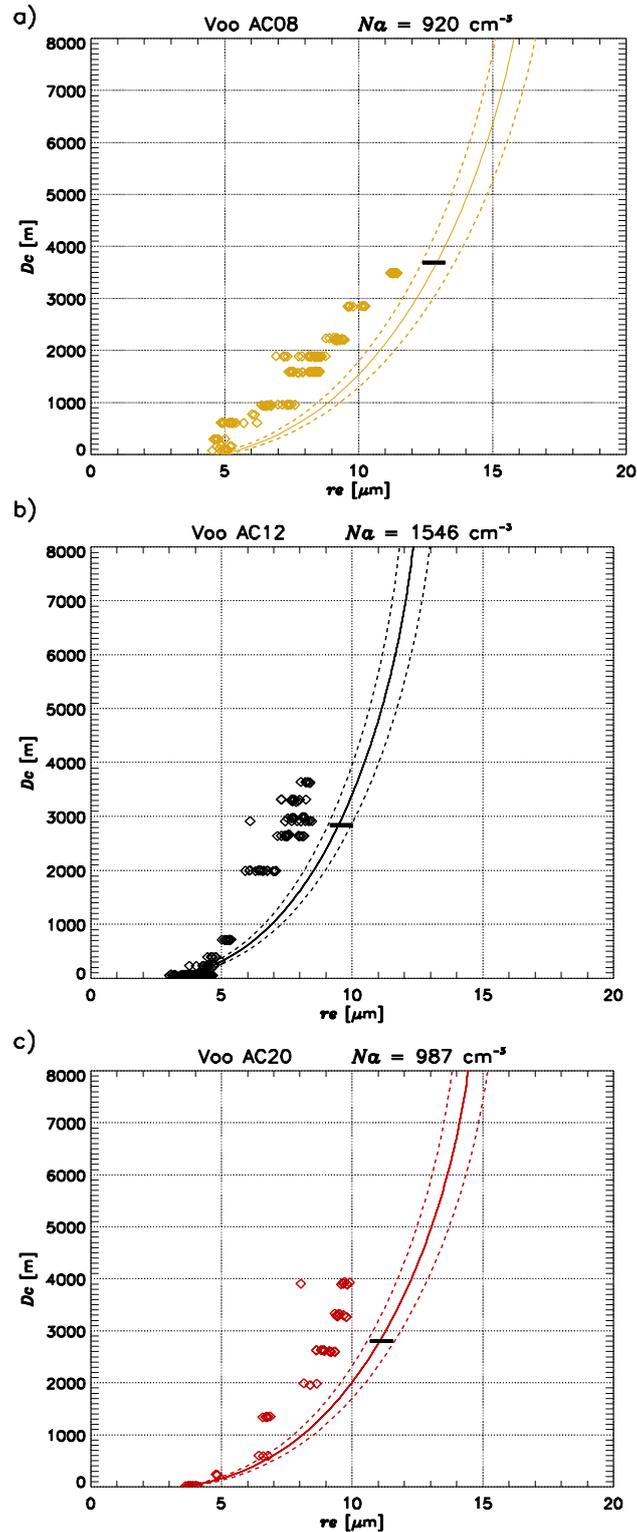


Figura C.7. a) Raio efetivo de gotas de nuvem ( $r_e$ ) em função da profundidade da nuvem ( $D_c$ ) medidos com o sensor CCP-CDP durante o voo AC08. A linha indica o raio efetivo estimado para um crescimento adiabático ( $r_{ea}$ ) de gotas a partir da base da nuvem (linhas tracejadas indicam valores de  $r_{ea}$  considerando a incerteza da estimativa). A altura de 0°C é indicada por uma linha horizontal preta que atravessa a linha de  $r_{ea}$ . O número adiabático de gotas estimado na base da nuvem ( $N_a$ ) é mostrado no topo da figura. b) similar para o voo AC12 e c) similar para o voo AC20.





## APÊNDICE D – MATERIAL SUPLEMENTAR DO CAPÍTULO 5

Figura D.1. Propagação do feixe do radar banda S de Manaus em função da distância e altura. As linhas vermelhas mostram a resolução vertical dos feixes do radar sobre a região de estudo.

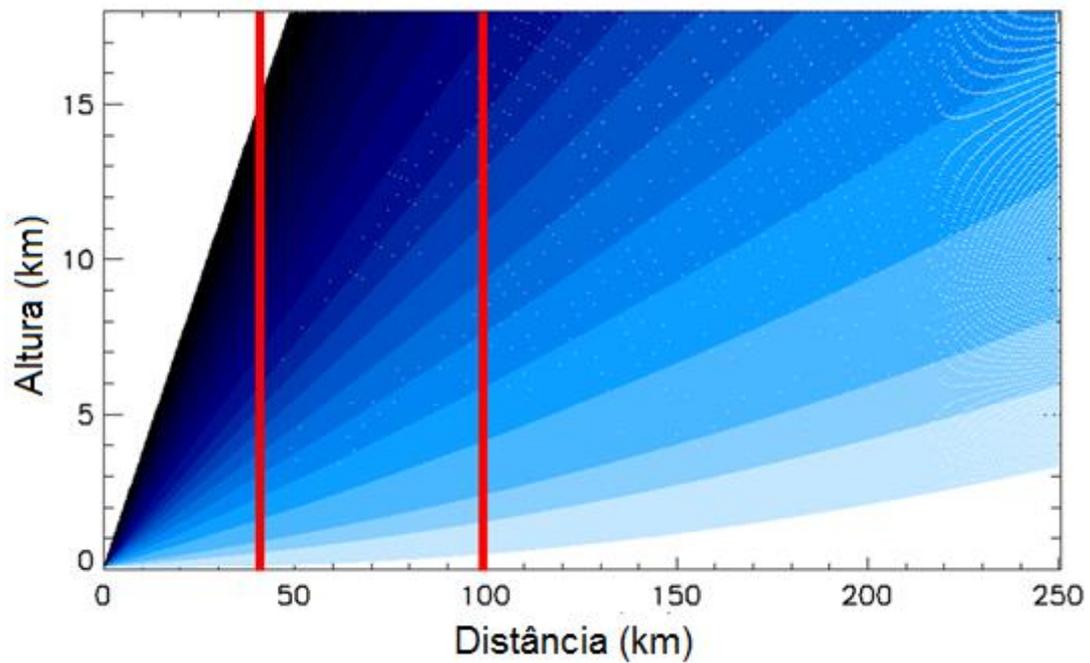


Fig 2. Diagramas de dispersão *boxplot* dos tamanhos (em km<sup>2</sup>) dos CRCs Forte em função da ocorrência de raios CG para as estações chuvosa e seca. CRCs fortes sem (com) ocorrência de raios CG são indicados em azul (vermelho). Os números no topo de cada *boxplot* indica o número de CRCs Forte identificadas.

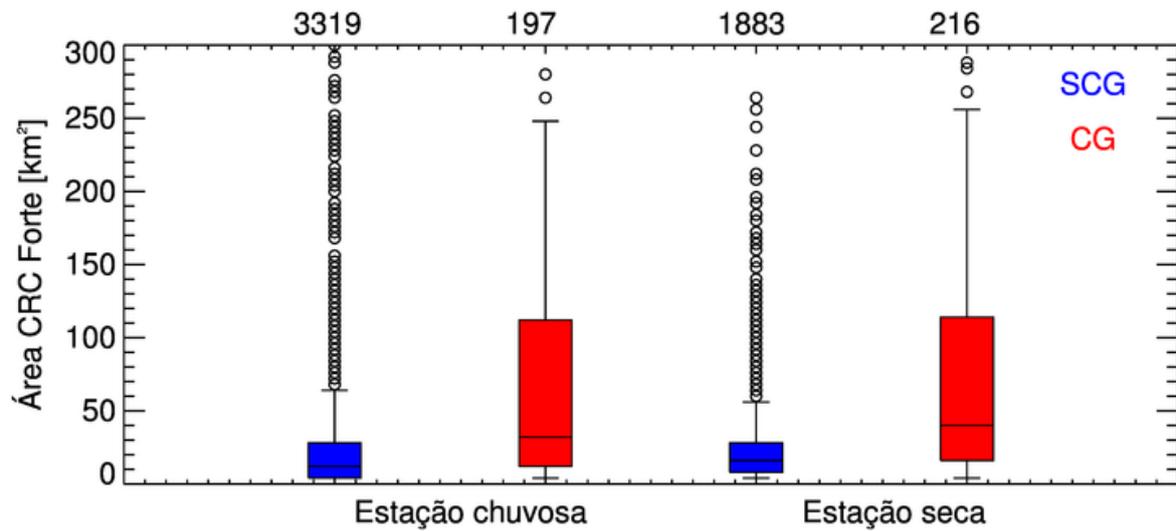


Fig D.3. Perfis médios de refletividade (Z) para CRCs da classe Leve em função dos tamanhos de CRCs (a: 4 km<sup>2</sup> , b: 8-12 km<sup>2</sup>, c: 16-20 km<sup>2</sup>, d: > 20 km<sup>2</sup>) para as estações chuvosa e seca (linhas coloridas verde e vermelha, respectivamente). Diferenças entre os perfis médios dos CRCs das estações (seca-chuvosa) também são mostradas (linhas pretas).

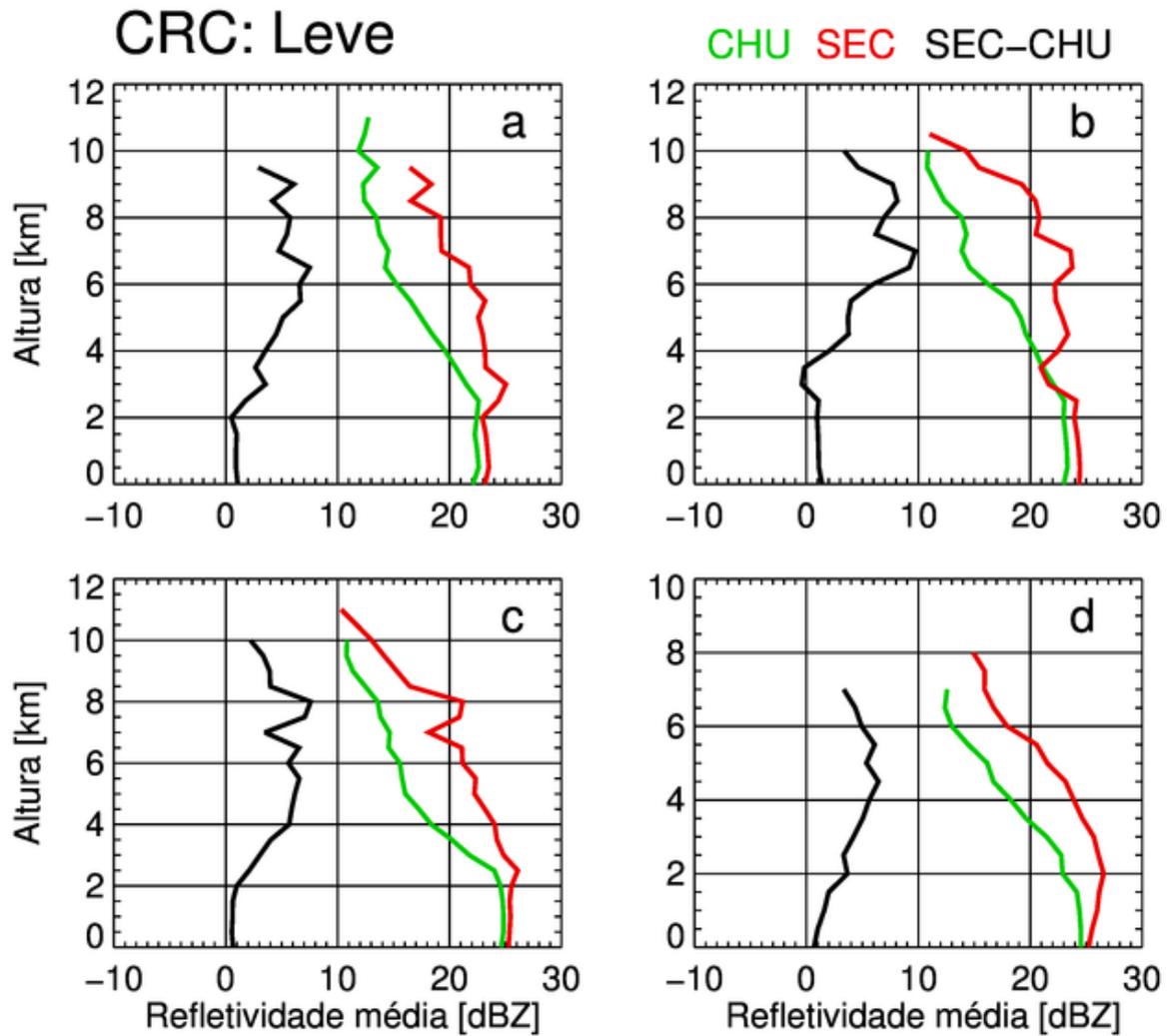


Fig D.4. Similar a Figura D.3 para CRCs da classe Moderada.

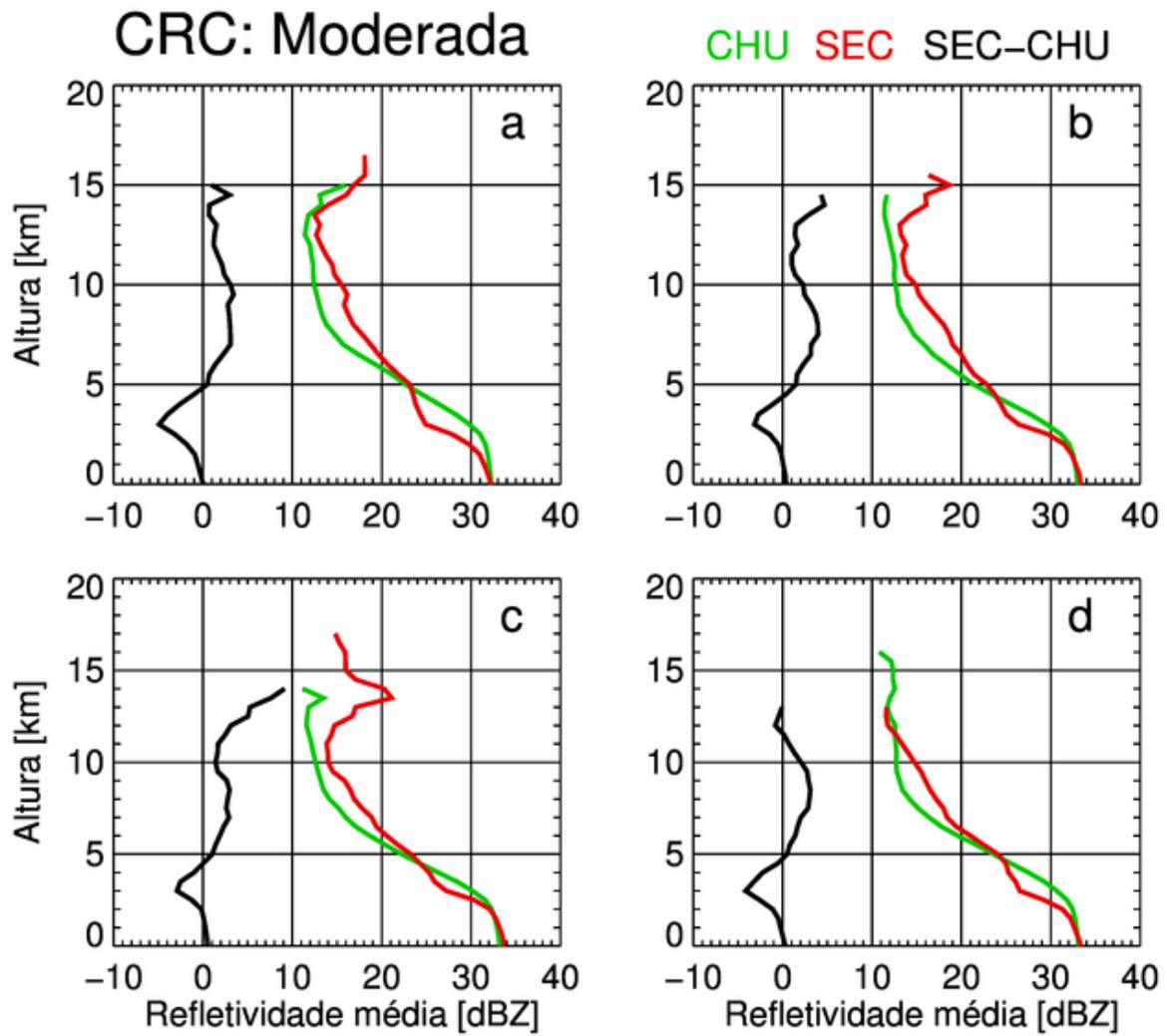


Fig D.5. Similar a Figura D.3 para CRCs da classe Forte.

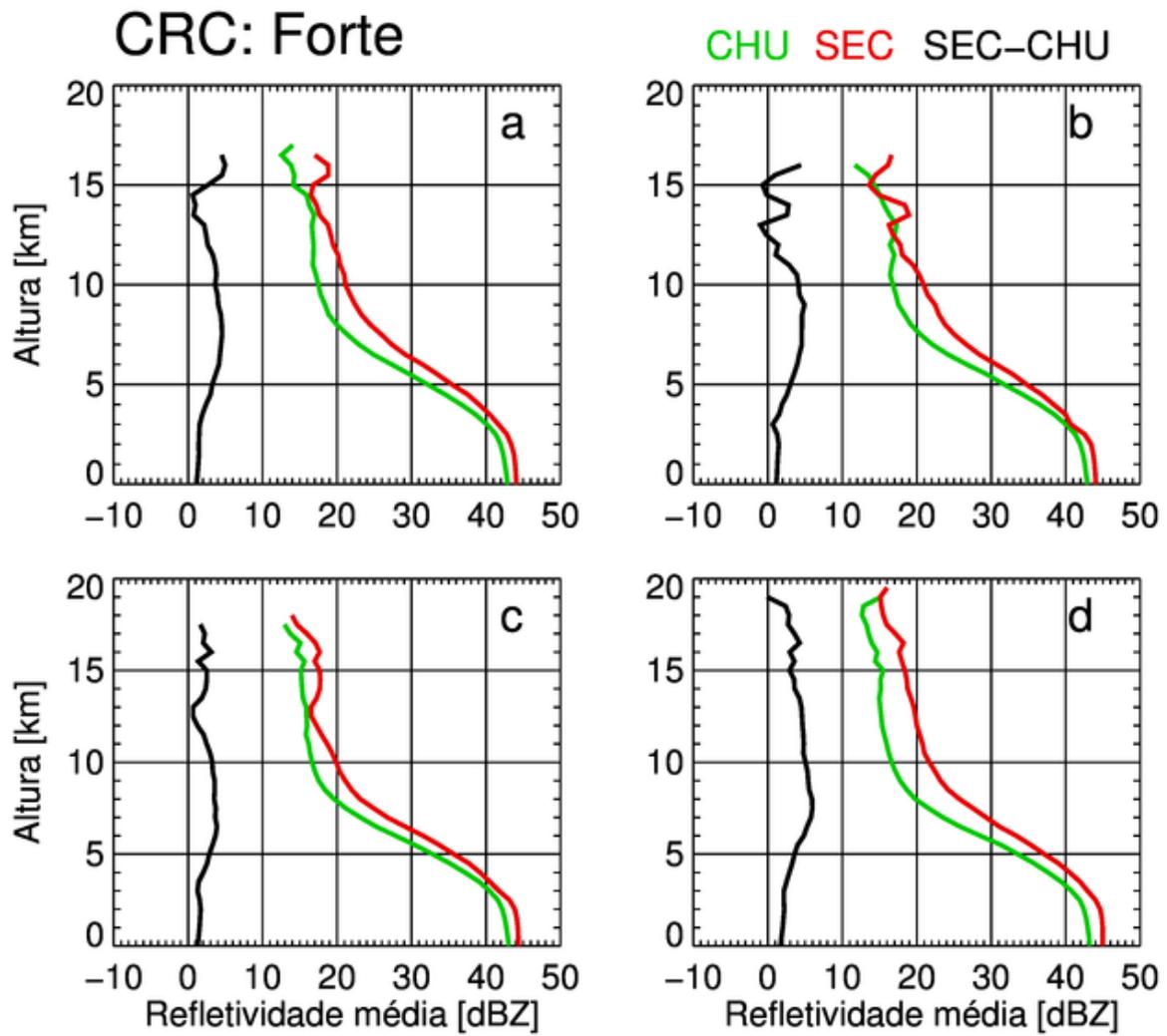


Fig D.6. Diagramas *boxplot* de RWP de (a) CRCs Leve, (b) CRCs Moderada, e (c) CRCs Forte em função dos tamanhos de CRCs em km<sup>2</sup> indicados abaixo dos *boxplots*. Os números acima no topo do gráfico mostram os números de casos de cada tamanho de. As cores dos CRCs indicam a estação chuvosa (verde) e seca (ouro).

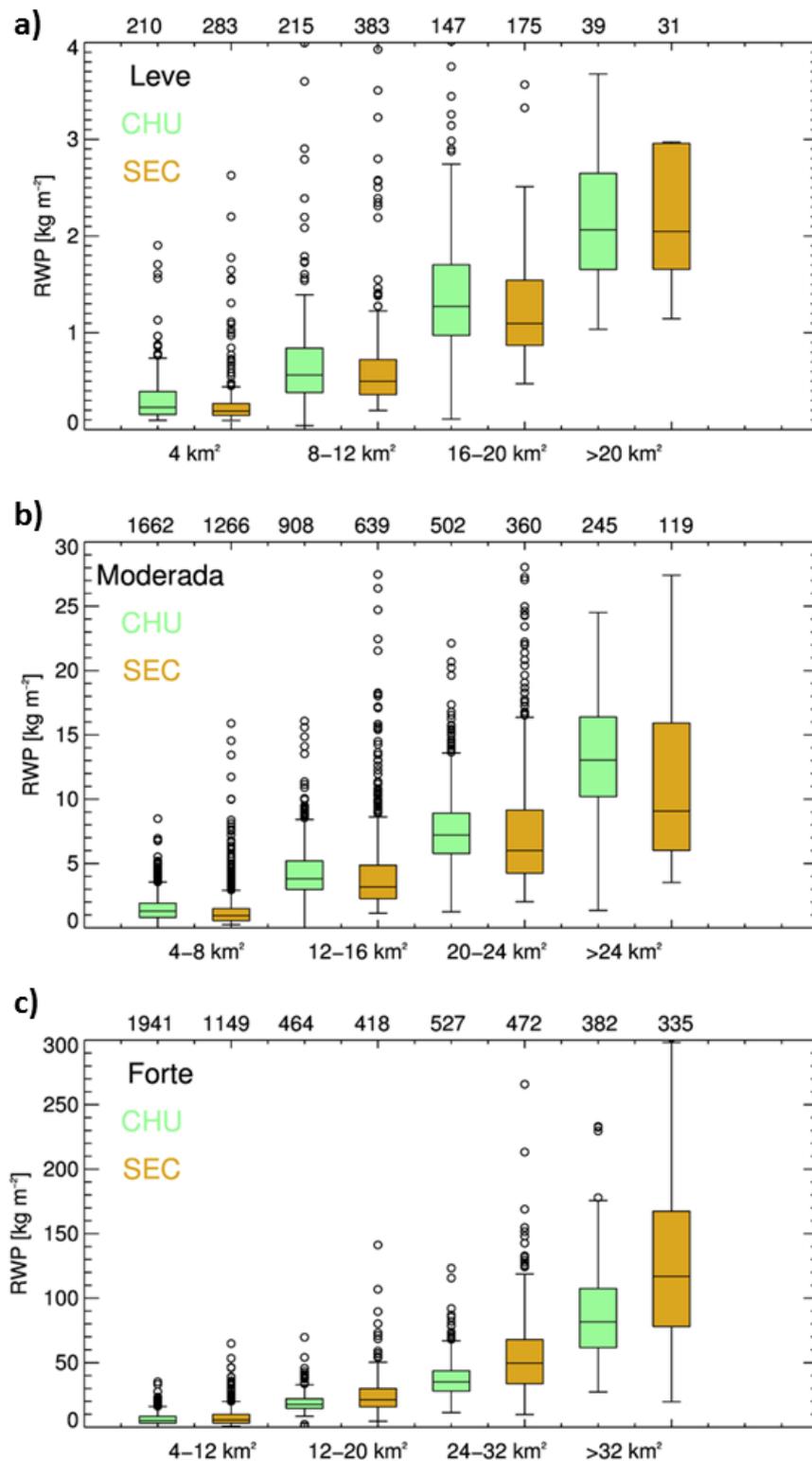


Figura D.7ac. Similar as Figuras 6.ac para *echo top* de 10 dBZ dos CRCs.

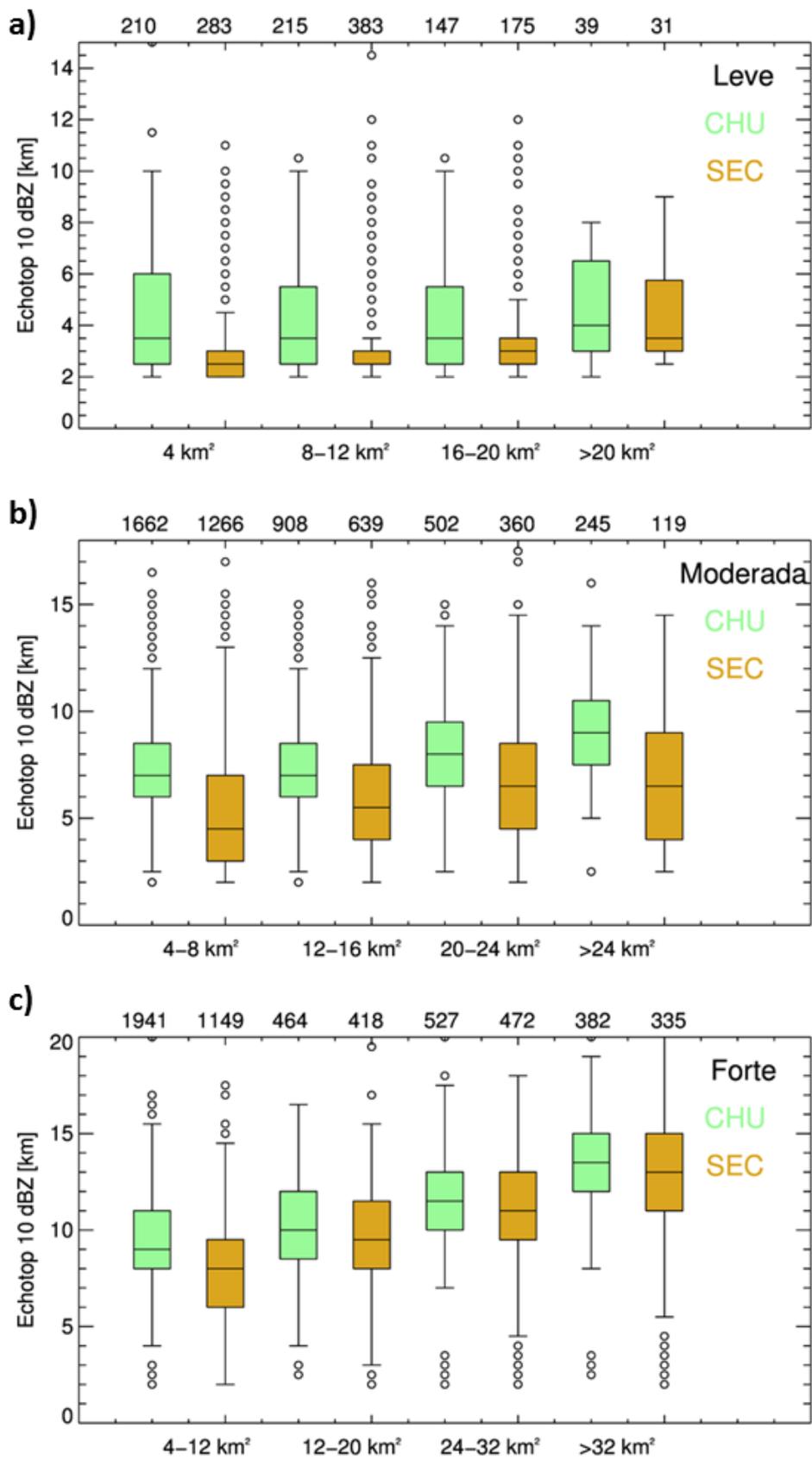
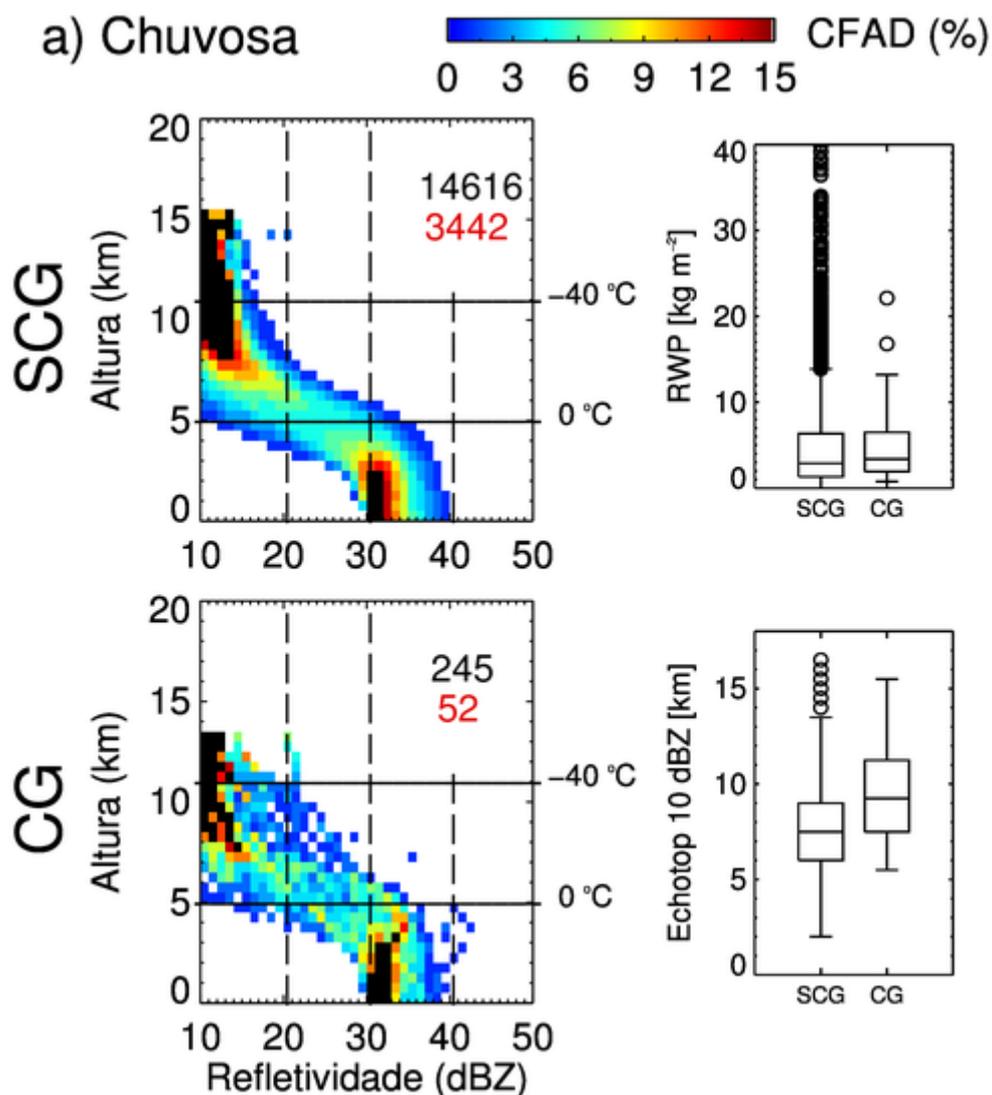


Figura D.8. a) Diagramas de frequência relativa por altitude (CFAD) para CRCs Moderada durante a época chuvosa para casos sem (com) raios CG no painel superior esquerdo (painel inferior esquerdo), *boxplots* de RWP e *echo top* de 10 dBZ são mostrados do lado direito. O acrônimo SCG (CG) ao lado dos CFADs e no eixo x dos *boxplots* indica casos de CRCs sem (com) ocorrência de raios CG. Os valores de CFAD são o número de ocorrências por 1 dBZ por 500 m, dividido pelas ocorrências em todas as refletividades na mesma altura, e são expressados em porcentagem. O número total de perfis convectivos e o número total de CRCs são mostrados no canto superior direito de cada gráfico CFAD (em preto e vermelho, respectivamente). Linhas verticais (tracejadas) são desenhadas para 20, 30 e 40 dBZ, e uma linha horizontal próxima a altura de 0°C (5 km) também é mostrada. A ocorrência de raios CG que pertence os valores do *boxplot* é indicada no eixo x. B) Similares para CRCs Moderada durante a estação seca.



b) Seca

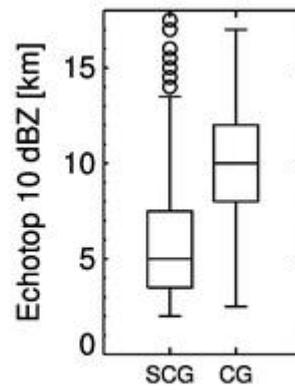
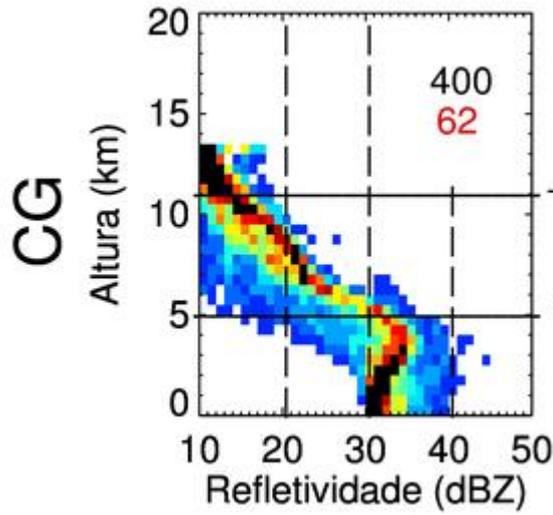
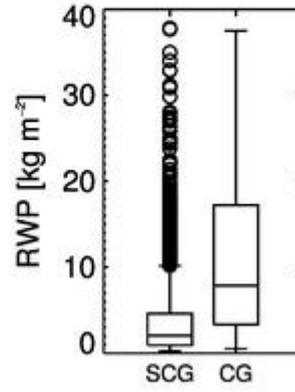
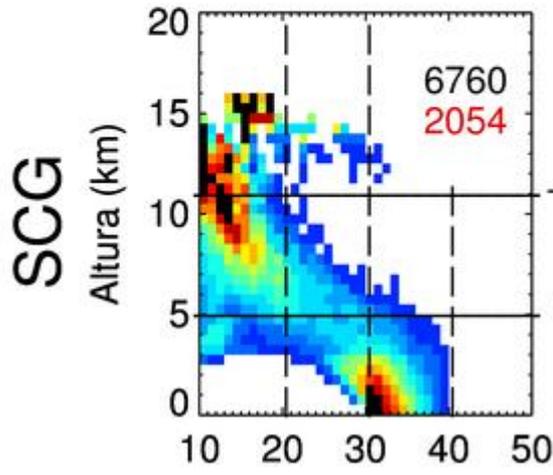
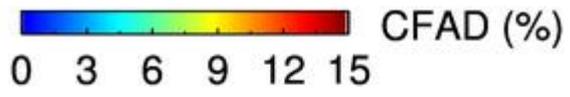
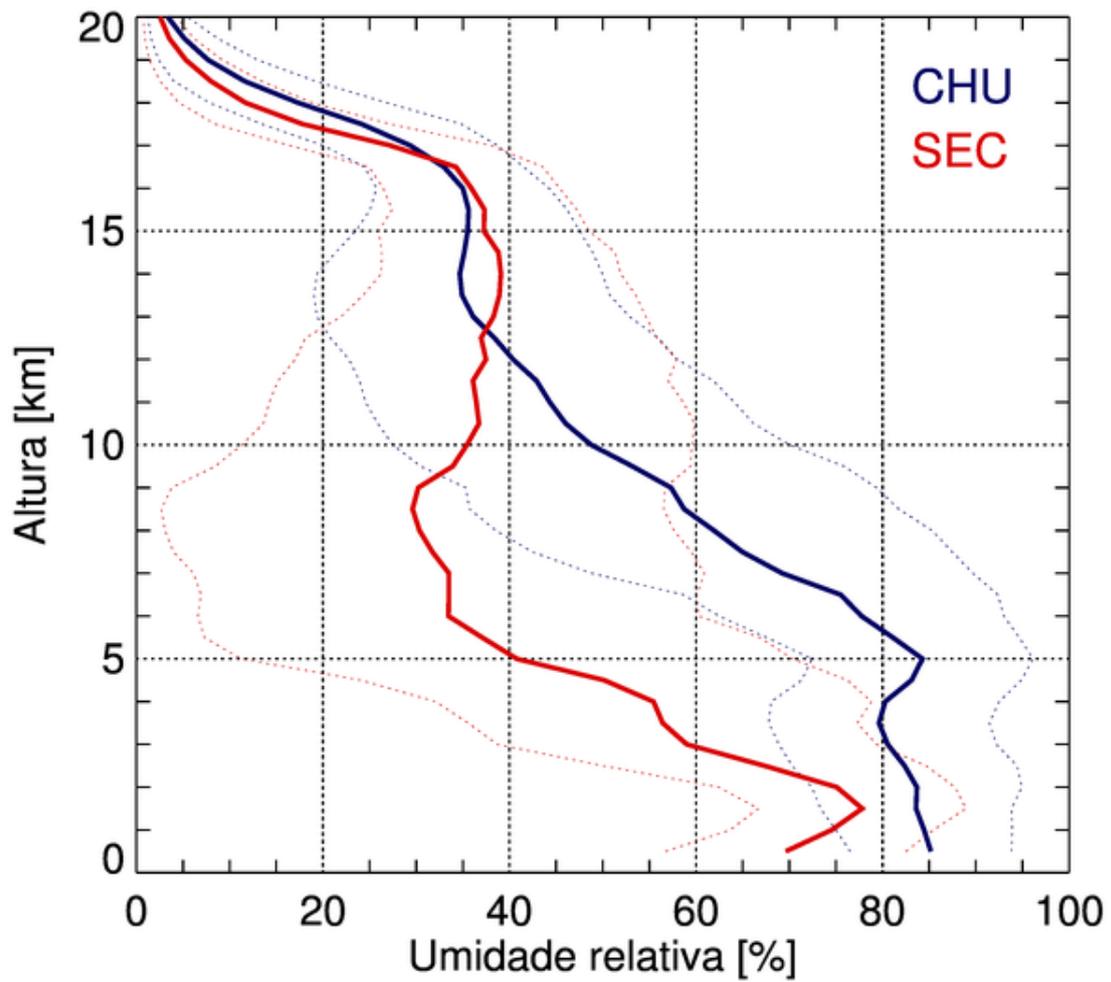


Figura D.9. Umidade relativa (UR) média em função da altura calculada a partir de dados de radiossondagens durante as estações chuvosa (em azul) e seca (em vermelho). As linhas pontilhadas indicam os valores de UR  $\pm$  desvio padrão.



## **PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE**

### **Teses e Dissertações (TDI)**

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

### **Manuais Técnicos (MAN)**

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

### **Notas Técnico-Científicas (NTC)**

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

### **Relatórios de Pesquisa (RPQ)**

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

### **Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)**

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

### **Publicações Didáticas (PUD)**

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

### **Publicações Seriadas**

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

### **Programas de Computador (PDC)**

São as sequências de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

### **Pré-publicações (PRE)**

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