



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA

**CARACTERIZAÇÃO MICROFÍSICA DE SISTEMAS
METEOROLÓGICOS DE MESOESCALA UTILIZANDO DADOS
DO CLOUDSAT**

Bruno Muniz Duarte

RIO DE JANEIRO

2012

CARACTERIZAÇÃO MICROFÍSICA DE SISTEMAS METEOROLÓGICOS DE MESOESCALA UTILIZANDO DADOS DO CLOUDSAT

Bruno Muniz Duarte

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Orientador: José Ricardo de Almeida França

Rio de Janeiro
Junho/2012

CARACTERIZAÇÃO MICROFÍSICA DE SISTEMAS METEOROLÓGICOS DE MESOESCALA UTILIZANDO DADOS DO CLOUDSAT

Bruno Muniz Duarte

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM METEOROLOGIA.

Examinada por:

Prof. Doutor José Ricardo de Almeida França

Prof. Doutor Leonardo de Faria Peres

Prof. Doutor Wallace Figueiredo Menezes

Doutora Simone Marilene Sievert da Costa Coelho

Rio de Janeiro, RJ - BRASIL

Junho de 2012

Duarte, Bruno Muniz.

Caracterização Microfísica de sistemas meteorológicos de mesoescala usando dados do CloudSat. - Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2012.

xiv, 81 f. : il.; 29,7 cm.

Orientador: José Ricardo de Almeida França

Dissertação (Mestrado) – UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN
Programa de Pós-graduação Meteorologia, 2012.

Referências Bibliográficas: f. 73-81.

1. Microfísica de nuvens. 2. CloudSat. 3. Sensoriamento remoto. 4. Eventos extremos. 5. Precipitação I. França, José Ricardo de Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. III. Título

AGRADECIMENTOS

Agradeço a CAPES pelo apoio financeiro durante o primeiro ano do curso de mestrado;

Agradeço a NASA pela distribuição gratuita dos dados do CloudSat, contribuindo para a realização da pesquisa proposta;

Agradeço ao meu orientador, José Ricardo de Almeida França, pela forma como guiou o andamento deste trabalho, tanto no apoio técnico-científico como no apoio motivacional

Resumo da Dissertação apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

CARACTERIZAÇÃO MICROFÍSICA DE SISTEMAS METEOROLÓGICOS DE MESOESCALA UTILIZANDO DADOS DO CLOUDSAT

Bruno Muniz Duarte

Junho/2012

Orientador: José Ricardo de Almeida França
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

O presente trabalho tem o objetivo principal de contribuir para o conhecimento da estrutura microfísica das nuvens associadas a sistemas meteorológicos que provocam eventos extremos de precipitação. São utilizados dados do CPR (*Cloud Profiling Radar*), instalado no satélite CloudSat, através dos produtos 2B-CWC-RVOD, que contêm informações recuperadas de quantidades microfísicas, como raio efetivo, concentração de partículas e conteúdo de água. Estimativas de precipitação são obtidas através de outro produto do CloudSat, que utiliza dados do sensor AMSR-E, instalado a bordo do satélite Aqua. Todos os parâmetros estão disponíveis separadamente para água líquida e gelo. O CloudSat mostrou ser uma ferramenta bastante inovadora e de muito potencial, com sua capacidade de apresentar a estrutura vertical dos parâmetros microfísicos em alto grau de detalhe ao longo de sua trajetória. Foram estudados sete casos, dentre os quais dois tipos principais de eventos extremos foram identificados: tempestades provenientes de nuvens de convecção profunda e chuva estratiforme, moderada e contínua, proveniente de nuvens *nimbostratus*. Os dados mostraram que no primeiro tipo, os processos envolvendo a presença do gelo foram mais importantes para gerar altas taxas de precipitação, e os núcleos de valores máximos apareceram de forma mais compacta, distribuídos verticalmente. Geralmente, as maiores taxas de precipitação coincidem com as posições dos perfis onde estão os máximos dos parâmetros de gelo, embora a ocorrência simultânea de grandes partículas de gelo e de água líquida pareça exercer papel importante para gerar altas taxas. No segundo tipo, a quantidade de água líquida apresenta maior relevância, e os valores dos parâmetros estão mais espalhados horizontalmente. Nos *nimbostratus*, máximos de concentração de gotículas e de conteúdo de água líquida aparecem em torno da isoterma de 0°C, enquanto que os máximos de raio efetivo da gotícula tendem a acompanhar a variação da altura do topo da nuvem. Perfis verticais específicos de cada parâmetro foram elaborados para as posições onde foram estimadas as maiores taxas de precipitação em cada caso, onde foi possível separar os casos em dois grupos de acordo com suas características. Esta separação dividiu também os casos de maiores (Grupo A) e menores (Grupo B) taxas de precipitação. Em relação ao Grupo B, as nuvens do Grupo A têm topos mais altos, menores valores dos parâmetros de água líquida na parte mais baixa dos perfis e maiores valores dos parâmetros de gelo nas porções média e alta das nuvens. Estes resultados comprovam, portanto, a preferência das maiores taxas para nuvens de convecção profunda, que sofrem bastante influência das correntes ascendentes. Por fim, funções polinomiais foram ajustadas para representar o perfil de cada parâmetro em cada um dos grupos mencionados.

Abstract of Dissertation presented to PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

MICROPHYSICAL CHARACTERIZATION OF MESOSCALE METEOROLOGICAL SYSTEMS USING CLOUDSAT DATA

Bruno Muniz Duarte

June/2012

Advisor: José Ricardo de Almeida França

Department: Meteorology

The main goal of the present work is to contribute to the knowledge on the microphysical structure of clouds associated to meteorological systems that cause extreme precipitation events. Data from CPR (Cloud Profiling Radar), instrument carried by CloudSat satellite are used, through 2B-CWC-RVOD products, that contain retrieved information on microphysical quantities, such as effective radius, number concentration and water content. Precipitation estimates are obtained via another CloudSat product, which utilises data from AMSR-E sensor, on board of Aqua satellite. All parameters are available separately for liquid water and ice. CloudSat has shown to be a very innovative tool with great potential, due to its capacity to present the vertical structure of microphysical parameters in high degree of detail along its track. Seven cases were studied, amongst which two types of extreme events were identified: storms from deep convection clouds and moderate continuous *stratiform* rain from *nimbostratus* clouds. The results showed that on the first type, processes involving ice were more important to generate high rates of precipitation, and the nuclei of maximum values appear in a compact form vertically distributed. Generally, higher precipitation rates coincide with the positions of ice parameters maximums, though the simultaneous occurrence of large ice and liquid water particles seems to play an important role in generating high rates. On the second type, liquid water quantities seem much more relevant than to the first type, and parameter values are more horizontally spread. In *nimbostratus* clouds, maximums of droplet number concentration and liquid water content are seen at about the 0°C isotherm, whilst maximums of effective radius tend to follow cloud top height variation. Vertical profiles for each parameter for the position where the highest precipitation rates were found in each case were also made, where it was possible to divide the cases in two groups according to their microphysical features. This separation also divided the cases with highest (Group A) and lowest (Group B) rates. Compared to Group B, Group A clouds have higher cloud tops; lower values of liquid water parameters on the lower portion of the profile; and higher values of ice parameters on the middle and high levels of the clouds. Finally, polynomial functions were adjusted in order to represent the profile of each parameter in each of the aforementioned groups.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

	Pag.
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Motivação.....	1
1.2. Objetivos.....	3
CAPÍTULO 2: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E TEÓRICA.....	5
2.1. Microfísica das nuvens e da precipitação.....	5
2.1.1. Teoria geral da microfísica das nuvens.....	5
2.1.2. Estrutura microfísica das nuvens.....	12
2.2. Nuvens e o balanço de energia.....	16
2.3. Sensoriamento remoto na atmosfera.....	17
2.3.1. Nuvens por sensoriamento remoto.....	20
2.4. Modelagem numérica.....	22
CAPÍTULO 3: DADOS E METODOLOGIA.....	24
3.1. Região de estudo e eventos extremos.....	24
3.2. Dados.....	24
3.2.1. O CloudSat e a constelação A-Train.....	24
3.2.2. O sensor.....	26
3.3. Descrição dos parâmetros microfísicos e dos algoritmos do CloudSat...	26
3.4. Procedimento para uso dos dados do CloudSat.....	30
CAPÍTULO 4: DESCRIÇÃO DOS CASOS ESTUDADOS.....	31
4.1. Caso 1 – 20/08/2007.....	31
4.2. Caso 2 – 09/07/2007.....	33
4.3. Caso 3 – 13/03/2008.....	34
4.4. Caso 4 – 09/06/2008.....	36
4.5. Caso 5 – 03/01/2009.....	37
4.6. Caso 6 – 21/01/2010.....	39
4.7. Caso 7 – 06/04/2010.....	41

CAPÍTULO 5: RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	43
5.1. Cortes verticais e aspectos gerais.....	43
5.2. Perfis verticais da localização de maior taxa de precipitação.....	60
5.3. Funções paramétricas.....	64
CAPÍTULO 6: CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	68
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	73

LISTA DE FIGURAS

	Pag.
Figura 2.1 - Relação entre o aumento de energia interna do sistema de moléculas de vapor e gotículas de água líquida com o raio da gotícula.....	6
Figura 2.2 - Umidade relativa e supersaturação em relação a uma superfície plana de água em função do raio da gotícula de nuvem para uma temperatura de 5°C.....	7
Figura 2.3 - Curvas esquemáticas comparando a evolução das taxas de crescimento dos processos de condensação (a) e colisão-coalescência (b).....	9
Figura 2.4 – Princípio do sensoriamento remoto através do uso do radiômetro.....	19
Figura 3.1 – Representação da constelação A-Train.....	25
Figura 3.2 – Exemplo de órbita do CloudSat.....	30
Figura 4.1 - Carta sinótica do Centro de Hidrografia da Marinha de 1200Z (esquerda) e imagem de satélite do canal infravermelho do GOES às 0415Z referente ao caso 1.....	32
Figura 4.2 - Imagem de satélite da Figura 4.1, ampliada para a região sul do Brasil.....	32
Figura 4.3 - Cartas sinóticas de 0000Z (esquerda) e 1200Z (direita) para o caso do dia 09 de novembro de 2007, referente ao caso 2.....	33
Figura 4.4 - Imagem de satélite do canal infravermelho do GOES de 0515Z do dia 09 de novembro de 2007, referente ao caso 2.....	34
Figura 4.5 - Cartas sinóticas de 0000Z (esquerda) e 1200Z (direita) para o caso do dia 13 de março de 2008, referente ao caso 3.....	35
Figura 4.6 - Imagem de satélite do canal infravermelho do GOES de 0500Z do dia 13 de março de 2008, referente ao caso 3.....	35
Figura 4.7 - Carta sinótica de 0000Z do dia 10/06/2008 (esquerda) e imagem de satélite do canal infravermelho às 1745Z do dia 09/06/2008, referente ao caso 4...	36
Figura 4.8 - Imagem da Figura 4.7 setorizada para a região sul do Brasil.....	37

Figura 4.9 - Carta sinótica de 1200Z do dia 03/01/2009 (esquerda) e imagem de satélite do canal infravermelho às 1745Z do mesmo dia (direita), referente ao caso 5.....	38
Figura 4.10 - Imagem da Figura 4.9 setorizada para a região sul do Brasil.....	39
Figura 4.11 - Cartas sinóticas de 0000Z e 1200Z do dia 21 de janeiro de 2010, referente ao caso 6.....	40
Figura 4.12 - Imagens de satélite do canal infravermelho do dia 21 de janeiro de 2010 às 0430Z, referente ao caso 6.....	40
Figura 4.13 - Carta sinótica de 0000Z do dia 06 de abril de 2010, referente ao caso 7.....	41
Figura 4.14 - Imagem de satélite da Figura 4.13 setorizada para a região sudeste.	42
Figura 5.1 - (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 1. (g) Taxa de precipitação.....	43
Figura 5.2 - (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 2. (g) Taxa de precipitação.....	44
Figura 5.3 - (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 3. (g) Taxa de precipitação.....	46
Figura 5.4 - (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 4. (g) Taxa de precipitação.....	47
Figura 5.5 - (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 5. (g) Taxa de precipitação.....	49
Figura 5.6 - (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 6. (g) Taxa de precipitação.....	50
Figura 5.7 - (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 7. (g) Taxa de precipitação.....	51
Figura 5.8 - Histogramas para os níveis de 850, 700 e 500 hPa do caso 5.....	55
Figura 5.9 - Histogramas para os níveis de 500, 400, 300 e 250 hPa do caso 2.....	57
Figura 5.10 - Perfis verticais de cada parâmetro de água líquida na localização onde foi estimado o maior pico de taxa de precipitação na trajetória no CloudSat.	60
Figura 5.11 - Perfis verticais de cada parâmetro de gelo na localização onde foi estimado o maior pico de taxa de precipitação na trajetória no CloudSat.....	61
Figura 5.12 - Ajustes paramétricos dos parâmetros do Grupo A – maiores taxas de precipitação.....	65

Figura 5.13 - Ajustes paramétricos dos parâmetros do Grupo B – menores taxas de precipitação.....	66
--	-----------

LISTA DE TABELAS

	Pag.
Tabela 5.1 - Valor aproximado das taxas máximas de precipitação de cada caso estudado.....	61
Tabela 5.2 - Equações paramétricas para os perfis verticais de cada grupo em função da altura h	67

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMSR-E – Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System
AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer
CHM – Centro de Hidrografia da Marinha
CPR – Cloud Profiling Radar
CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CWC – Cloud Water Content
DSA – Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ERBE – The Earth Radiation Budget Experiment
EOS – Earth Observing System
FAA – Federal Aviation Administration
GOES – Geostationary Operational Environmental Satellite
HDF – Hierarchical Data Format
HIRS – High Resolution Infrared Radiation Souder
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ISCCP – The International Satellite Cloud Climatology Project
IWC – Ice Water Content
LIDAR – Light Detection and Range
LWC – Liquid Water Content
MODIS – Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA – National Aeronautics and Space Administration
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
PRF – Pulse Repetition Frequency
RVOD – Radar-Visible Optical Depth
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

1.1. Motivação

Ao ser mencionado, o termo “meteorologia” comumente remete à imagem de algum fenômeno adverso, tal como chuva, tempestade, neve, frente fria, tornado, furacão e assim por diante. São nomes que estão constantemente nos canais de comunicação e na linguagem da população, por terem a capacidade de afetar significativamente o cotidiano e a segurança da vida humana. Um dos fatores em comum a todas estas condições é a presença de nuvens, formações pelas quais geralmente tais sistemas tornam-se visíveis. Portanto, é de se esperar que um bom entendimento do que ocorre no interior destes grandes corpos d’água nos traga bons proveitos no que diz respeito à prevenção das consequências de fenômenos adversos.

As nuvens sempre foram motivo de apreciação ou contemplação entre os homens, por conta das mais diversas formas em que podem se apresentar, sem nunca se repetir. Em uma visão mais pessimista, algumas pessoas podem considerá-las como um “empecilho a um perfeito dia de verão”, como comenta Pretor-Pinney em seu livro “Guia do Observador de Nuvens”, publicado em 2006. O autor é fundador de uma sociedade, iniciada na Inglaterra e já difundida mundialmente, dedicada às nuvens, cujos membros compartilham o *hobby* de observá-las e divulgar fotografias de todos os tipos. O livro é uma forma de compilação e divulgação desta atividade, que exemplifica a interação entre o homem e a nuvem, mostrando a vontade de compreensão do segundo por parte do primeiro. De uma maneira ou de outra, a meteorologia acompanha a vida humana desde os primeiros registros, fazendo parte inclusive da mitologia grega através de Zeus, o mais poderoso dos deuses do Olímpio, também conhecido como Deus dos raios. Sua própria nomeação evidencia o respeito que sempre se teve pelas condições do tempo e seu principal “meio de comunicação” com a humanidade – as nuvens.

Devido ao reconhecimento da relação das nuvens com determinadas condições de tempo antes e depois de sua formação, elas foram logo inseridas no campo da ciência como importante aspecto no entendimento das propriedades da atmosfera terrestre. As nuvens podem ser consideradas como representativas do estado da atmosfera, principalmente no que diz respeito à circulação e conteúdo de umidade. O tipo de formação observada revela características presentes, como turbulência, convecção, corrente de jato, condições de estabilidade, inversão térmica, entre outras que, sem a

presença de nuvens, permaneceriam ocultas ao olho do observador (Houze, 1993). A partir destas associações, podem-se estimar condições meteorológicas para algumas horas à frente ou, em um exemplo mais aplicado, condições que uma aeronave em voo irá encontrar adiante em sua rota (FAA, 1975).

Como dito anteriormente, a questão mais preocupante relacionada às nuvens são os fenômenos adversos que afetam a segurança da população, podendo comprometer suas atividades, a integridade física dos cidadãos e de seus bens materiais. Os responsáveis mais comuns para que tal grau de severidade seja atingido são grandes volumes de precipitação em um curto espaço de tempo, ou persistência de uma condição moderada ao longo de horas ou até mesmo dias, podendo provocar inundações e deslizamentos de terra devido ao encharcamento do solo. Estas ocorrências são tipos de *eventos extremos*, assim chamados em meteorologia, independente do fator atmosférico associado, e assim serão referenciados daqui para frente. Não existe definição exata de evento extremo em função de parâmetros meteorológicos, pois as consequências e os estragos causados variam com a geografia e infraestrutura da região. Locais de encostas são sempre mais susceptíveis a desastres, sendo mais sensíveis a taxas de precipitação que em outros lugares não trariam nenhum dano. A condição é agravada quando locais naturalmente sensíveis não são providos de um sistema eficiente de escoamento, ou quando há questões culturais envolvidas, o que leva a população a não ter a educação ou informação necessárias para mitigar desastres.

Nuvens e sistemas meteorológicos de grande impacto podem ser estudados sob diversos aspectos, desde a sua simples identificação, passando pela avaliação das condições atmosféricas em grande escala que levam às suas formações, pelo estudo dos processos físicos de mesoescala envolvidos no surgimento, até os processos em escala microfísica, essenciais para complementar o entendimento. Trabalhos com enfoque em escala sinótica ou mesoescala são abundantes em departamentos de pesquisa em ciências atmosféricas, ao passo que a microfísica das nuvens ainda não segue o mesmo ritmo. Em parte, isto se dá em função da falta de dados, visto que muitas vezes é preciso realizar experimentos extremamente dispendiosos para obter informações que sustentem um trabalho. No campo da modelagem numérica, a capacidade de processar dados com a resolução necessária para inserir dados de microfísica é relativamente recente, o que limita muitas vezes o seu tratamento ao nível da parametrização. Neste contexto, as relações entre os parâmetros de microfísica ainda têm pouco embasamento teórico, fato que costuma desmotivar pesquisadores e estudantes. No Brasil, a quantidade de grupos

de trabalho com foco em física das nuvens ainda é escassa, portanto, faz-se necessário o incentivo à pesquisa nesta área, para que a descrição dos processos de nuvem se distancie cada vez mais do nível unicamente experimental. A campanha mais expoente neste sentido é o “Projeto Chuva”, iniciado em 2010 e coordenado pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). A missão é estudar os processos microfísicos de nuvens quentes (compostas somente por água líquida) para aprimorar as estimativas de precipitação através de sensoriamento remoto (<http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/br/>).

Em meados da primeira década do século XXI, o lançamento do satélite polar CloudSat marcou o grande avanço mais recente das ciências atmosféricas no que diz respeito ao estudo das nuvens. Estas, pela primeira vez, foram contempladas com observações de suas estruturas verticais, incluindo parâmetros microfísicos, em âmbito global de forma detalhada. Pesquisadores já foram capazes de mapear sistemas como tempestades tropicais, ou tormentas de mesoescala em função de quantidades microfísicas encontradas no interior das nuvens, como tamanho das gotículas ou partículas de gelo. A ferramenta do CloudSat representa um aumento na quantidade de dados, contribuindo para o problema apresentado no parágrafo anterior, e é a fonte de dados utilizada para o presente trabalho.

1.2. Objetivos

Em face ao exposto no item anterior, o objetivo geral deste trabalho é dar prosseguimento na linha de estudo que utiliza as nuvens como ferramenta para análise e previsão do tempo, visando contribuir para o aperfeiçoamento do conhecimento acerca das características microfísicas de nuvens associadas a fenômenos de mesoescala em que eventos extremos tenham sido observados. Como objetivos específicos, pretende-se: 1) Realizar estudos de casos selecionados nas regiões sul e sudeste do Brasil, destacando quantidades microfísicas de uma seção vertical, e as distribuições verticais das mesmas na localização de maior precipitação estimada; 2) Avaliar o potencial do CloudSat para a pesquisa em microfísica das nuvens e eventos extremos; 3) Determinar funções paramétricas polinomiais ajustadas aos dados do CloudSat, destacando como a quantificação dos resultados pode contribuir para a previsão de fenômenos e a prevenção de suas consequências.

No próximo capítulo é feita uma extensa revisão bibliográfica e teórica acerca de microfísica de nuvens e sensoriamento remoto. Em seguida, no capítulo 3, a metodologia e a forma de obtenção de dados são descritas, mostrando detalhes da ferramenta utilizada. No capítulo 4 são apresentados os casos estudados neste trabalho, onde é feita uma breve análise do ambiente sinótico em que cada sistema se encontrava. Os resultados obtidos com os produtos do CloudSat e as conclusões finais do trabalho são descritos nos capítulos 5 e 6, respectivamente.

CAPÍTULO 2: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E TEÓRICA

A ideia de utilizar as nuvens como ferramenta para a previsão local do tempo é originária do início do século XX, como pode ser visto em (Odenbach, 1903). O autor constata que os mapas de superfície (única ferramenta da época), ainda que indispensáveis, não seriam mais suficientes para proporcionar avanços na qualidade da previsão além daquele estágio, propondo assim o estudo detalhado das nuvens para servir como próximo passo divisor de águas na evolução da ciência da previsão do tempo. Assim, é introduzido o conceito de “linguagem das nuvens”, que nada mais é do que o descrito na introdução sobre como elas podem revelar o estado da atmosfera. Considerando como válida a proposta, Palmer (1918) realizou um estudo a partir de nove anos de observação de nuvens em São Francisco, EUA, para determinar relações entre as ocorrências dos diversos tipos de nuvem e a condição de tempo que segue a sua formação. O trabalho destaca a relação entre a observação de cada tipo de nuvem proveniente de determinada direção e a ocorrência de precipitação algumas horas depois, sugerindo que esta seria uma ferramenta essencial para que previsores conhecessem a posição do centro de ciclones próximos da costa oeste dos EUA.

2.1. Microfísica das nuvens e da precipitação

2.1.1. TEORIA GERAL DA MICROFÍSICA DAS NUVENS

Em primeiro lugar, para que uma nuvem se forme é preciso que o ar esteja *supersaturado*, ou seja, é preciso que a umidade relativa ultrapasse os 100% ($e > e_s$, onde e é a pressão de vapor e e_s é a pressão de vapor saturado). Quando uma parcela de ar ascende na atmosfera, se expande e se resfria adiabaticamente, esta atinge a saturação, e o ar não comportará mais água em estado de vapor. Uma gotícula que se forme nestas condições ainda não terá tamanho suficiente para permanecer em estado líquido por muito tempo e evaporará rapidamente. Para que uma gotícula de nuvem se forme e se mantenha “viva”, o equilíbrio entre as taxas de evaporação e condensação deve ser ligeiramente desfeito e a supersaturação faz-se necessária para que o sistema torne-se instável e a gotícula tenda a continuar crescendo.

O processo responsável por formar o embrião de uma gota de nuvem, é chamado de *nucleação*. Se considerarmos a formação de uma gota constituída por água pura, isto

é, não contendo nenhum tipo de partícula proveniente do ar, o processo é chamado de *nucleação homogênea*. A partir do balanço de energia interna do sistema moléculas de vapor + gotículas de água líquida, que leva em conta o decréscimo pelo processo de condensação e o acréscimo devido ao trabalho requerido para a formação da superfície da gotícula, é possível construir as curvas energia ΔE por raio da gotícula recém-formada R , mostradas na Figura 2.1. Em ambiente supersaturado, o raio da gotícula apresenta um valor crítico r , a partir do qual a energia decresce. O decaimento de energia é justamente a condição necessária para que o sistema permita o crescimento da gotícula. Ou seja, a partir do valor $R = r$, a gotícula tenderá a continuar crescendo por condensação sem evaporar.

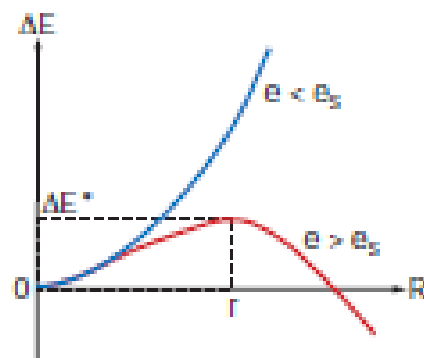


Figura 2.1: Relação entre o aumento de energia interna do sistema de moléculas de vapor e gotículas de água líquida com o raio da gotícula. Fonte: Wallace e Hobbs, 2006.

Uma expressão para r pode ser obtida através das considerações do balanço de energia mencionado acima, chegando-se a seguinte expressão:

$$r = \frac{2\sigma}{nkT \ln \frac{e}{e_s}}, \quad 2.1$$

onde σ é o trabalho requerido para criar uma área unitária de interface vapor-líquido; n é o número de moléculas de água por unidade de volume de água líquida e k é a constante de Boltzmann. Esta é a chamada *equação de Kelvin*. Dispondo a equação de Kelvin em um novo gráfico, confrontando o valor de r com valores de supersaturação para uma dada temperatura, tem-se uma curva como a da Figura 2.2.

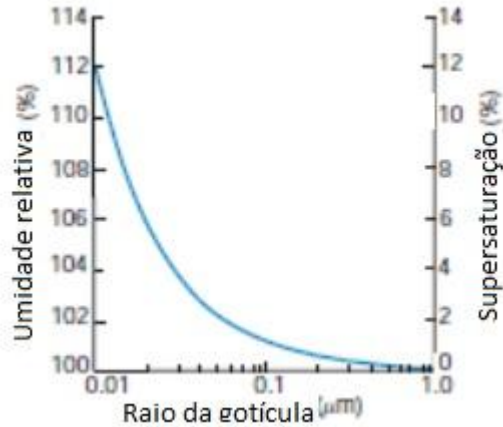


Figura 2.2: Umidade relativa e supersaturação em relação a uma superfície plana de água em função do raio da gotícula de nuvem para uma temperatura de 5°C. Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006.

É possível notar que para a formação das menores gotículas, em torno de 0,01 μm de raio, seria preciso uma supersaturação de aproximadamente 12%, o que não é encontrado na atmosfera, onde este valor raramente ultrapassa alguns décimos de porcentagem (Wallace e Hobbs, 2006). Desta forma, apenas gotículas com raios próximos de 1 μm poderiam se formar. A condensação homogênea mostra-se, portanto, praticamente impossível de acontecer na atmosfera terrestre.

Considerando que o ar contenha pequenas partículas em suspensão, como aerossóis, temos uma atmosfera mais realista. Se tais partículas são higroscópicas, elas podem ser referidas como *núcleos de condensação*, e as moléculas de vapor d'água se condensarão sobre estes núcleos, aproveitando-se de seu tamanho inicial natural. Desta forma, a gotícula já nasce com tamanho suficiente para que um pequeno valor de supersaturação seja suficiente para manter a tendência de crescimento e ultrapassar o raio crítico. Este processo é chamado de *nucleação heterogênea*, e a gotícula então é dita estar *ativa*.

As nuvens podem ser divididas em dois conjuntos: nuvens quentes e nuvens frias. Nuvens quentes são as que se encontram totalmente abaixo da isoterma de 0°C e não possuem gelo em sua composição. Nuvens frias ultrapassam a isoterma de 0°C e são constituídas de água líquida e gelo (nuvens mistas), ou somente gelo. Os processos microfísicos responsáveis pelo crescimento das gotículas (ou partículas de gelo) e pela geração de precipitação são diferentes em cada tipo, como será visto adiante.

Uma vez ultrapassado o raio crítico, as gotículas formadas em nuvens quentes crescem inicialmente por difusão de vapor d'água (condensação). Considerando uma gota esférica de raio r em um tempo t , e assumindo que a taxa de aumento da massa da

gotícula é igual ao fluxo de vapor d'água através de qualquer superfície esférica centrada na gotícula, pode-se obter que:

$$r \frac{dr}{dt} = SD \frac{\rho_v(\infty)}{\rho_l}, \quad 2.2$$

onde S é o valor de supersaturação, D é o coeficiente de difusão, $\rho_v(\infty)$ é a densidade de vapor d'água do ambiente e ρ_l é a densidade de água líquida da gotícula. A interpretação mais importante desta equação está no fato da taxa de variação do raio da gotícula com o tempo ser inversamente proporcional ao raio em cada instante. Ou seja, conforme o raio aumenta, a taxa de crescimento diminui. Isto significa dizer que o processo de condensação não permite que gotículas cresçam indefinidamente e atinjam tamanhos grandes o suficiente para se tornarem gotas de chuva. Outra consequência deste processo é a tendência à uniformização do tamanho das gotas, gerando espectros de tamanho de gotículas relativamente estreitos, uma vez que todos os raios tendem ao mesmo valor.

Eventualmente, dentro da nuvem aparecem gotas de tamanho significativamente maior do que as outras que estão crescendo pelo processo de difusão. O aparecimento destas gotas ainda não é totalmente compreendido (Cotton et al., 2011), tal que diversas teorias propõem possíveis mecanismos para o fato (Baker et al., 1980; Woodcock, 1953; Koziol e Leighton, 1996; Roach, 1976). Independente do processo que origina estas gotas maiores dentro da nuvem, elas são fundamentais para a continuação do crescimento das gotículas além do tamanho alcançado somente por condensação. Tais gotas, por terem maior tamanho e peso, possuem velocidade terminal de queda diferente, e durante sua trajetória capturam gotas menores que não conseguem seguir as linhas de corrente ao redor da gota. Este processo é denominado de *colisão-coalescência*. O nome composto justifica-se por serem dois acontecimentos distintos, uma vez que a gotícula pode colidir com a gota, porém não coalescer.

Para chegar a um modelo para a taxa de crescimento de uma gota coletora de raio r_1 , consideremos que esta possua uma velocidade terminal v_1 e que esteja caindo através de uma nuvem de gotículas uniformemente distribuídas e idênticas, com raio r_2 e velocidade terminal v_2 . Chega-se à seguinte equação:

$$\frac{dr_1}{dt} = \frac{(v_1 - v_2)w_l E_c}{4\rho_l}, \quad 2.3$$

onde w_l é o conteúdo de água líquida das gotículas; E_c é a eficiência de coleta (considera a eficiência de colisão e a eficiência de coalescência). Uma vez que a velocidade da gota coletora aumenta proporcionalmente com o raio da mesma, temos que o processo de colisão-coalescência acelera o crescimento da gota, diferentemente do processo de condensação. A figura 2.3 mostra uma comparação esquemática entre os dois processos.

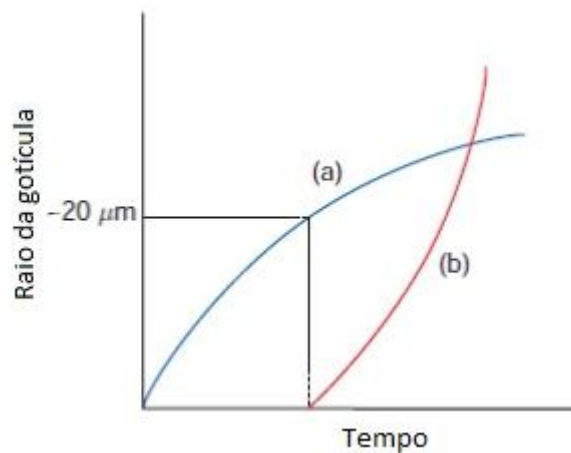


Figura 2.3. Curvas esquemáticas comparando a evolução das taxas de crescimento dos processos de condensação (a) e colisão-coalescência (b). Fonte: Wallace e Hobbs, 2006.

Desta forma, considerando o surgimento inicial de gotas maiores dentro do grupo que compõe a nuvem, o principal processo microfísico responsável pela geração de precipitação em nuvens quentes é a colisão-coalescência, que permite que gotas alcancem tamanhos grandes o suficiente para vencerem a resistência das correntes ascendentes que as mantêm em suspensão.

Em nuvens mistas ou frias, a presença de partículas de gelo tem papel essencial nos processos de geração de precipitação. Assim como no processo de condensação, a nucleação de embriões de gelo pode ocorrer homogênea ou heterogeneamente. A diferença é que no caso do gelo, a nucleação homogênea é observada na atmosfera, porém, somente o processo de congelamento é possível (sublimação homogênea requer condições não encontradas naturalmente). Um dos fatores determinantes para que um embrião se forme em estado líquido ou sólido é a estrutura molecular do mesmo, onde

cada estado físico apresenta um padrão característico. Portanto, para que ocorra o congelamento homogêneo, um número suficiente de moléculas de água líquida com estrutura similar a do gelo deve se reunir para formar uma partícula grande o suficiente para sobreviver e crescer, aplicando-se o mesmo conceito de um raio crítico a partir do qual a energia interna do sistema possa decair. Este processo é intensificado conforme a temperatura diminui, e através de experimentos em laboratório, foi verificado que o congelamento homogêneo ocorre na faixa de -35°C a -41°C aproximadamente (Mason, 1971), portanto, pode ocorrer na atmosfera e formar nuvens altas do tipo *cirrus*, uma vez que altos valores de supersaturação em relação ao gelo são encontrados naturalmente com relativa facilidade.

Para temperaturas mais altas, o processo de nucleação deve ser heterogêneo, ou seja, com o auxílio de núcleos glaciogênicos (termo geral para núcleos de congelamento ou de deposição). Da mesma forma que a condensação heterogênea, o embrião de gelo já nasce com o tamanho do núcleo glaciogênico, por isso o processo pode ocorrer na faixa entre 0°C e -30°C , em função do tipo de transformação para o estado sólido.

Experimentos mostram que a quantidade de partículas de gelo encontrada dentro de nuvens mistas e frias é significativamente maior do que a quantidade de núcleos glaciogênicos dentro da mesma nuvem, podendo a razão entre as duas quantidades atingir, na faixa mais quente (entre 0°C e -10°C), um valor de até 4 ordens de magnitude. (Braham, 1964; Koenig, 1963). Este fato constitui outro mistério ainda a ser solucionado pela microfísica das nuvens, porém, diversas teorias surgiram no último quarto do século XX para tentar explicar tal fenômeno (Mason e Maybank, 1960; Hallet e Mossop, 1974; Vardiman, 1978; Hobbs e Rangno, 1985; Oraltay e Hallet, 1989).

Após atingir o tamanho crítico para sobreviver, o posterior crescimento da partícula de gelo pode se dar de três formas: (a) *direto da fase vapor*; (b) *acrecção* e (c) *agregação*.

(a) O crescimento por difusão direto do vapor d'água (deposição) ocorre quando o ambiente está subsaturado em relação à água líquida, porém, supersaturado em relação ao gelo. Esta não é uma condição rara, considerando os valores de supersaturação naturalmente encontrados para água líquida e gelo. Ainda, se a partícula de gelo em crescimento provocar um decréscimo na pressão de vapor para abaixo do valor de saturação em relação à água líquida, as gotículas irão evaporar e o vapor d'água dará preferência ao gelo. O cristal de gelo se forma e cresce, portanto, à custa da água líquida.

Derivar uma expressão para descrever a taxa de crescimento de uma partícula de gelo por difusão de vapor não é tão trivial devido às variadas formas que esta partícula pode tomar. O método utilizado para se chegar a uma equação geral consiste em fazer uma analogia do campo de vapor d'água ao redor de um cristal de gelo com o campo de potencial eletrostático ao redor de um condutor de mesma forma e tamanho (Jeffreys, 1916). Tem-se que a variação temporal da massa do cristal $\frac{dM}{dt}$ é representada por:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{DC}{\varepsilon_0} [\rho_v(\infty) - \rho_{vc}], \quad 2.4$$

onde ρ_{vc} é a densidade de vapor d'água adjacente à superfície do cristal; ε_0 é a permissividade de espaço livre e C é a capacitância, que é análoga ao raio da partícula de gelo, pois é inteiramente dependente da forma e tamanho do condutor.

Exemplos de aplicações da equação 2.4 para os diversos formatos de cristais mostram que apesar do alto valor inicial, a taxa de aumento de massa não acelera indefinidamente. Em 30 minutos, o cristal atinge tipicamente uma massa de 7 μg (raio de aproximadamente 0,5 mm), que ao derreter forma uma pequena gota de 130 μm , equivalente a uma precipitação do tipo chuvisco leve.

(b) Uma vez formados, cristais de gelo podem atingir tamanho suficiente para desenvolver uma velocidade terminal de queda diferente de outras partículas e colidir com gotas líquidas superesfriadas, que congelam imediatamente sobre o cristal. Este processo é chamado de *acrecção* (ou *riming*) e é um dos responsáveis pelo crescimento da partícula de gelo além do tamanho alcançado pela difusão de vapor d'água. O processo é análogo ao de colisão-coalescência para gotículas líquidas, e quando atinge certo estágio, a forma do cristal que originou o processo não é mais reconhecível, ponto em que a estrutura formada é chamada de *graupel*. No caso extremo de acreção, quando a nuvem apresenta fortes correntes verticais e altos valores de conteúdo de água líquida (nuvens *cumulonimbus*), forma-se a pedra de granizo (Cotton et al., 2011).

(c) O terceiro processo, chamado *agregação*, consiste no agrupamento de cristais de gelo que se deslocam com velocidades terminais diferentes dentro da nuvem. A eficiência de agrupamento depende da forma do cristal e da temperatura. Dendritos tendem a ser mais aderentes, pelo aspecto emaranhado, enquanto as formas mais uniformes tendem a se repelir após a colisão. Quanto ao fator temperatura, a eficiência

de agregação aumenta quanto mais próximo de 0°C estiver o ambiente, particularmente acima de -5°C (Wallace e Hobbs, 2006). A consequência deste processo é a formação dos flocos de neve.

Diferente do processo de deposição e assim como o processo de colisão-coalescência da água líquida, a taxa de variação da massa do cristal nos processos de acreção e agregação sempre crescem conforme o cristal aumenta. Utilizando valores típicos, pode-se mostrar que o processo de acreção produz partículas de *graupel* com aproximadamente 100 kgm⁻³ de densidade, que a uma velocidade terminal de 1 ms⁻¹ derreteria em uma gota com 230 µm de raio, enquanto que flocos de neve com tipicamente 3 µg de massa derreteria em gotas de 1 mm de raio.

2.1.2. Estrutura Microfísica das Nuvens

Em relação às propriedades microfísicas, os pioneiros na tentativa de obter resultados foram Dines e Assmann, em 1880 e 1884, respectivamente. Ambos realizaram medições do tamanho de gotas de nuvens de nevoeiro através de experiências com microscópios. A partir daí, diversos métodos simples e engenhosos foram utilizados para medir o tamanho de gotas de chuva, como o descrito por Bentley (1904): as gotas caíam em uma camada de farinha, produzindo pequenas bolas de água, cujos tamanhos podiam facilmente ser medidos e relacionados com as respectivas gotas.

Grande parte dos experimentos com nuvens realizados até hoje são referentes ao gênero *cumulus/stratocumulos*, devido à maior ocorrência e mais fácil acesso, por formarem-se em níveis baixos. Além disso, estes tipos de nuvens afetam de forma mais direta as condições meteorológicas, podendo gerar precipitação intensa, em seus estágios avançados de formação. Os resultados deram um salto significativo em quantidade com o uso de aeronaves, que possibilitaram acesso e contato direto com o objeto de estudo. Praticamente todos os experimentos relatados a partir de 1940 beneficiaram-se deste novo método, que foi facilitado muito por conta do interesse militar em meteorologia durante os anos da Segunda Guerra (1939-1945). Foi só depois da segunda metade do século XX, com as preocupações em relação às modificações do clima, que as nuvens passaram a ser vistas sob aspecto global, devido a crescente percepção da influência de todos os tipos nos processos radiativos e, portanto, na modificação das propriedades da atmosfera. Os primeiros métodos para obtenção de dados através de aeronaves eram por impacto direto (Wallace e Hobbs, 2006). As

gotículas de nuvem eram capturadas por uma placa revestida de uma espécie de óleo colocada para fora da fuselagem. Entretanto, este método não se mostrou eficiente para medir gotículas muito pequenas, pois estas tendiam a seguir as linhas de corrente que contornavam a placa, sem que houvesse captura alguma. A solução para este problema, ainda de acordo com Wallace e Hobbs (2006), foi utilizar um método alternativo, que consistia na medição da distribuição angular da luz espalhada pelas gotículas, inferindo assim os tamanhos das mesmas.

Vários estudos indicam que o espectro do tamanho das gotículas das nuvens *cumuliformes* tem forte dependência no estágio de desenvolvimento das mesmas, diferente do que se observa para nuvens *estratiformes*. Hobbs et al. (1980) mostraram que a distribuição é mais estreita nos primeiros estágios de formação (*cumulus humilis*), alargando conforme a nuvem se desenvolve. Os valores para o diâmetro das gotas encontrados variam entre cerca de 2 e 45 μm para cúmulos pequenos, e este máximo passa de 45 μm para 60 μm para *cumulus* mais desenvolvidos. No primeiro caso, o pico fica em torno de 25 μm , enquanto que no segundo aparece uma tendência de 3 picos de máximo (20, 40 e 60 μm). Ainda, nuvens *cumulus* embebidas em *stratus* apresentam espectro de tamanho ainda mais espaçado. Battan e Reitan (1957) estudaram a relação entre o espectro e a concentração de gotas para nuvens marítimas tropicais e encontraram que o espectro é ainda mais largo do que nas nuvens continentais, registrando diâmetros de até 90 μm .

O primeiro a realizar experimentos comparativos detalhados entre diferentes tipos de nuvens foi Squires (1958). Seu trabalho revela que mesmo em regiões que fornecem o mesmo tipo de núcleo de condensação e sob influência de mesma massa de ar, a relação entre o tamanho das gotas e sua concentração varia consideravelmente para os diferentes tipos de *cumulus* e *stratus*, de acordo com o processo de formação de cada uma. Squires (1958) mostrou que, apesar de haver pouca variação no conteúdo de água líquida, as gotas se tornam menores, mais numerosas e mais homogêneas em tamanho ao passar de nuvem do tipo orográfica, para *stratus* e para *cumulus*. Os valores de diâmetro das gotas das nuvens *cumulus* são coerentes com os que Hobbs (1980) encontrou anos depois, enquanto que para nuvens *stratus* a concentração aparece bem uniforme para um espectro de 5 a 50 μm . Os experimentos de Squires (1958) expressam a seguinte tendência: em nuvens continentais, há maiores concentrações associadas a espectros estreitos e gotas menores, enquanto em nuvens marítimas temos baixas concentrações, que são associadas com espectros largos e gotas maiores, portanto,

produzem precipitação mais facilmente. Isto ocorre devido a menor abundância de núcleos de condensação sobre o mar, fazendo com que os processos de nucleação ocorram de maneira menos distribuída, por não haver “disputa” pelos núcleos por parte das moléculas de vapor d’água.

A temperatura da base das nuvens é outro fator que influencia na distribuição do tamanho das gotículas e na concentração das mesmas. Johnson (1980) verificou que bases mais frias tendem a ativar mais gotículas do que bases relativamente mais quentes. Isto significa que em nuvens continentais, o fator temperatura da base pode acentuar a estabilidade do crescimento de gotículas, gerando mais gotas de tamanho relativamente pequeno, dificultando a formação de gotas de precipitação. A razão disso é a variação não linear da pressão de vapor saturado com a temperatura, que resulta em picos de supersaturação maiores em nuvens de base mais fria (Cotton et al., 2011). Adicionalmente, bases de nuvens mais quentes, estão associadas com maiores valores de razão de mistura, levando a um maior conteúdo de água líquida na nuvem.

Outro aspecto interessante observado em diversos experimentos é a bi-modalidade da distribuição de tamanho versus concentração das gotas de nuvens isoladas. Isto significa dizer que comumente observam-se dois picos de máximo nos valores de diâmetro da gota. Esta tendência foi observada por Durbin (1959) e Warner (1969). Este último mostrou que o padrão bimodal acentua-se nos níveis superiores da nuvem, sugerindo que o efeito fosse devido a um processo de mistura – *entranhamento*. Espectros bimodais também foram encontrados por Slingo et al. (1982) em nuvens *stratocumulus* na Inglaterra e por Ryan et al. (1972) em nuvens *stratus* na costa californiana, EUA.

O conteúdo de água líquida também é um parâmetro microfísico importante para caracterizar as nuvens e, assim como o espectro do tamanho das gotículas, foi medido em diversas ocasiões e tipos de nuvens. Warner (1955) realizou medições com aeronave do conteúdo de água líquida de nuvens *cumulus* e *stratocumulus*, encontrando valores máximos de 0,7 a 1,4 gm^{-3} durante as passagens da aeronave no experimento. Resultados similares foram obtidos por Schemenauer et al. (1980) para o mesmo tipo de nuvens, com máximo de conteúdo de água líquida de 1,2 gm^{-3} . Para os nevoeiros, os valores de conteúdo de água líquida não atingem a marca de 1 gm^{-3} , e a maior parte deste tipo de nuvem exhibe valores entre uma e duas ordens de grandeza abaixo (Chylek, 1977; Gerber, 1984). Nuvens médias, como *altocumulus*, foram estudadas por Carey et al. (2008), que encontraram valores máximos de conteúdo de água líquida variando

entre $0,08$ e 1 gm^{-3} . Os autores mediram também o conteúdo de gelo destas nuvens, cujo máximo encontrado variou entre $0,05$ e $3,5 \text{ gm}^{-3}$ nas diversas passagens da aeronave utilizada no experimento. Interceptar nuvens do tipo *cumulonimbus* com uma aeronave pode ser extremamente perigoso, comprometendo a segurança das pessoas e equipamentos envolvidos. Portanto, a medição direta da estrutura microfísica destas nuvens torna-se mais complexa, sendo necessário o uso de métodos alternativos, como o sensoriamento remoto. Valores máximos de conteúdo de água líquida podem atingir até 3 gm^{-3} na porção superior da nuvem e entre 1 e 2 gm^{-3} próximo à base (Ström et al., 1999; Cotton et al., 2011).

Assim como o presente trabalho, outros autores propuseram-se a estudar as características microfísicas de nuvens associadas a tempo severo e eventos extremos. Rosenfeld et al. (2008) utilizaram simulações numéricas e estudos de caso com dados de satélite para propor um modelo conceitual que define uma assinatura microfísica para nuvens convectivas que antecedem tempestades que produzem tornados ou granizo de grande tamanho. O trabalho apresenta a evolução vertical da microestrutura destas nuvens analisando a relação entre o raio efetivo da partícula no topo da nuvem, a temperatura do ar correspondente e a fase termodinâmica, conforme o topo “sobe” na atmosfera. A assinatura microfísica descreve que a formação de pedras de granizo é favorecida quando baixos valores de raio efetivo são encontrados nas camadas mais baixas da nuvem, pois esta característica inibe a geração de chuva quente (o início do processo de coalescência entre gotículas é levado até alturas maiores, prevalecendo o crescimento por difusão) e a maior parte do condensado alcança os níveis superesfriados, sem formar embriões de precipitação. O granizo se torna maior quanto mais intensa for a corrente ascendente presente, o que pode ser verificado pela extensão da camada superesfriada ou pela altura do topo no instante em que começa a ocorrer precipitação significativa. A condição para a ocorrência de tornados caracteriza-se pelos casos extremos de intensidade da corrente ascendente (Rasmussen and Blanchard, 1998; Hamill and Church, 2000). Rosenfeld et al. (2008) afirmam ainda que, devido a metodologia ser aplicada a nuvens que antecedem a condição mais severa, é possível antecipar em até duas horas a formação de tempestade com potencial para produzir grandes pedras de granizo ou tornados. Nuvens de tempestades tropicais também têm sua severidade modulada pela intensidade das correntes ascendentes, como mostrado por Stith (2001), que estudaram casos na Amazônia e em Kwajalein, nas Ilhas Marshall.

Parâmetros de microfísica das nuvens também se mostram essenciais em estudos climáticos. Por exemplo, Gulpepe e Isaac (2004) estudaram a relação entre a concentração de gotículas (N_d) e a temperatura do ar para três sistemas diferentes de nuvens sobre o Canadá. O trabalho afirma que as estimativas atuais para N_d em modelagem climática, estipulando valores fixos típicos ou através de uma relação direta com a concentração de aerossóis (N_a), geram incertezas na forçante radiativa das nuvens que poderiam ser significativamente reduzidas utilizando para N_d sua relação com a temperatura. Após calcular a função de densidade de probabilidade da relação proposta, os autores encontraram que N_d atinge um máximo de aproximadamente 200 cm^{-3} em torno de 10°C , decrescendo gradualmente para um mínimo de $1\text{-}3 \text{ cm}^{-3}$ em torno de -35°C .

2.2. Nuvens e o balanço de energia

A partir da segunda metade do século XX, quando as discussões sobre alterações no clima ganharam destaque, as nuvens foram reconhecidas como elementos fundamentais para quantificar os balanços de energia (Haartman, 1992; Stephens, 2005). Além da evidente influência no ciclo hidrológico global, as nuvens interagem com as radiações solar e terrestre (superfície + atmosfera) e afetam os fluxos de calor latente, devido à mudança de fase da água. Novamente, o tipo de nuvem faz grande diferença no resultado destas quantificações. Nuvens altas e finas, do tipo *cirrus*, contribuem positivamente para o aquecimento da atmosfera, retendo radiação terrestre infravermelha emitida pela superfície e pela própria atmosfera. Por outro lado, nuvens baixas e densas, do tipo *cumulus*, emitem grande quantidade de radiação de onda longa para o espaço, além de possuírem alto valor de albedo, contribuindo para resfriar a coluna atmosférica (Rudorff et al., 2007; Marchand et al., 2008). A resultante global ainda não é bem conhecida, havendo trabalhos que concluem que as nuvens geram saldo negativo, contribuindo para um resfriamento global, enquanto outros apontam para um saldo positivo, levando ao aquecimento global.

Um dos primeiros registros de trabalhos envolvendo nuvens e radiação está em Sten (1921). Através de medições com um pirgeômetro de Angstrom, o autor foi capaz de identificar a influência das nuvens na quantidade de radiação terrestre emitida durante a noite. Outro estudo envolvendo diretamente nuvens e quantidades radiativas foi realizado por Schneider (1972), onde, através de um modelo climático simples, a

influência da quantidade de nuvens no balanço de radiação foi computada. Aplicando uma variação na cobertura e na altura do topo das nuvens globalmente, foi encontrado que um aumento na cobertura de nuvens atua para gerar um decréscimo na temperatura da superfície, enquanto que um aumento na altura dos topos das nuvens atua para gerar um acréscimo de temperatura na superfície. Wetherald e Manabe (1980) também identificaram a influência das nuvens na quantidade de radiação que viaja na atmosfera, porém, concluíram que as nuvens não constituem fator significativo para a sensibilidade do clima terrestre, devido às ações compensadoras entre a radiação infravermelha emitida e o albedo da luz solar. Os autores utilizaram um modelo simplificado de circulação geral com uma série de limitações, como ausência de transporte de calor por correntes oceânicas e ausência de variação sazonal. Posteriormente, Hartmann et al. (1992) estudou com mais detalhes a contribuição de diferentes tipos de nuvens no balanço de energia da atmosfera, o que gerou um ganho pelo menos duas vezes maior na explicação das variações de radiação de onda longa e onda curta.

Mais do que o simples efeito causado pelas nuvens nas intensidades de radiação solar e terrestre, os processos de *feedback* gerados pela alteração das propriedades delas é o que provoca maior discussão atualmente e consiste no desafio maior quando se trata da interação entre as nuvens e o sistema climático. Desta forma, Stephens (2005) traz uma revisão sobre o tema, abordando tudo o que já foi adquirido de conhecimento, as dificuldades e as expectativas para o futuro da pesquisa nesta área. O trabalho questiona metodologias anteriores, destacando a complexidade que deve ser levada em conta para realizar uma avaliação adequada, o que inclui a necessidade do uso de diversos outros parâmetros de nuvens e da atmosfera para quantificar a interação entre os processos de *feedback* envolvidos. Entre os fatores que limitam o progresso no entendimento destas questões, Stephens (2005) cita as dificuldades de avaliação das parametrizações de nuvens embutidas em modelos numéricos, por conta da falta de observações reais que possam validá-las. No entanto, o projeto do satélite CloudSat (Stephens, 2002), discutido em detalhes no próximo capítulo, é apontado como um dos caminhos para contornar parte desta necessidade.

2.3. Sensoriamento remoto da atmosfera

A partir dos conhecimentos de radiação solar e terrestre que viajam na atmosfera e fora dela, foi possível o surgimento da técnica de sensoriamento remoto, processo pelo

qual se obtém informações das propriedades de algum material sem que haja contato físico direto entre este e o sensor. Esta definição se aplica perfeitamente às necessidades da ciência atmosférica do século XX, onde a dificuldade de obtenção de dados é o principal empecilho às pesquisas em meteorologia. Quantidade e qualidade de dados iniciais são elementos fundamentais para o sucesso de qualquer experimento, numérico ou de campo. Neste contexto surgiram os satélites meteorológicos, aproveitando-se da constatação de que comprimentos de onda específicos da radiação eletromagnética são sensíveis a determinados aspectos físicos de certos materiais. Assim, valores podem ser agregados a este material de acordo com a quantidade de radiação emitida ou refletida pelo mesmo no comprimento de onda apropriado. O método consiste em interpretar a informação contida nos valores de radiância eletromagnética recebidos por um sensor (neste caso, chamado de *radiômetro*) instalado em plataformas espaciais, gerando produtos por meio de algoritmos que relacionam os valores nos diferentes intervalos de comprimentos de onda (canais ou bandas). O princípio do sensoriamento remoto através do uso do radiômetro pode ser ilustrado na figura 2.4. O sinal eletromagnético é detectado pelo sensor após interagir com um alvo, que pode conter moléculas, partículas e/ou superfícies. Assim, pode-se escrever, simbolicamente, que

$$S = F(A)$$

onde S e A representam, respectivamente, o sinal e o alvo, enquanto F é a função que governa os processos de transferência radiativa. O problema central está em encontrar a função inversa F^{-1} , o que não é possível fazer de modo direto devido à complexidade de F . Neste caso, é preciso pesquisar os parâmetros do alvo que melhor se ajustam aos sinais medidos. O obstáculo fundamental nos problemas de inversão está na possibilidade do objeto ser composto por diversos parâmetros desconhecidos, em combinações que podem levar à mesma assinatura espectral de outro objeto com características diferentes – problema físico. Além disso, existem problemas matemáticos associados à estabilidade das soluções (Liou, 2002).

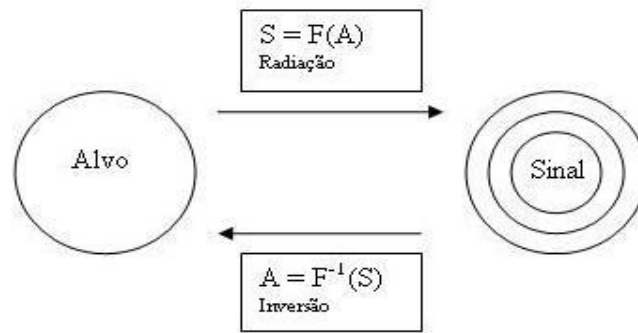


Figura 2.4: Princípio do sensoriamento remoto através do uso do radiômetro. Adaptado de Liou (2002).

Em relação ao tipo de órbita, são duas as modalidades: satélites de órbita *geoestacionária* e satélites de órbita *polar*. Cada tipo tem suas aplicações e vantagens, não existindo um modelo preferencial. Satélites geoestacionários orbitam com velocidade angular igual a da Terra, observando, portanto, sempre a mesma região continuamente. Para que o satélite não apresente variação de altitude, é preciso que sua gravidade aparente seja nula (gravidade = aceleração centrífuga). Como consequência, a altura dos satélites geoestacionários deve ser de aproximadamente 36.000 km. Ainda de acordo com Liou (2002), uma das desvantagens desta órbita está no fato de que cada ponto visualizado pelo sensor tem uma relação geométrica fixa, ou seja, é visto por somente um conjunto de ângulos zenital e azimutal. Estes satélites têm o objetivo de monitorar fenômenos atmosféricos por todo o tempo em que durarem, obtendo uma análise completa do evento. Os satélites de órbita polar se deslocam transversalmente em relação ao movimento da Terra, conseguindo desta forma cobrir todo o planeta geralmente no tempo aproximado de 1 a 2 dias, dependendo das características do satélite. A maioria deles é projetada de maneira que as órbitas procedentes sejam praticamente adjacentes. A altura em relação à Terra fica em torno de 700 a 800 km.

A imagem de um satélite cujo sensor é um radiômetro é criada através de um processo de escaneamento, no qual o sensor varre horizontalmente sua área de visão ao longo da trajetória. Este processo gera linhas de dados com as informações captadas e a resolução do sensor define em quantos espaços, denominados *pixels*, estas linhas são divididas. O pixel é a unidade de uma imagem, de modo que cada um possui um único valor de cada parâmetro medido e um espaço/tempo associado.

2.3.1. Nuvens por sensoriamento remoto

Com a introdução das técnicas de sensoriamento remoto, os estudos das nuvens foram extremamente beneficiados, primeiro devido ao método possibilitar a visualização de sua configuração em grande escala, de modo a observar as posições dos sistemas meteorológicos sinóticos em uma imagem; segundo por permitir, através de algoritmos mais avançados, a recuperação de parâmetros de pequena escala, antes somente possível por experimentos com aeronaves.

Desde as primeiras imagens de satélites meteorológicos, estes já iniciaram sua contribuição para a melhor compreensão das propriedades das nuvens (Young, 1967). Posteriormente, diversos projetos de coleta de dados de satélite foram desenvolvidos e tiveram papel essencial na criação de um banco de informações de nuvens, que servem de base até hoje para muitos estudos. Alguns exemplos destes projetos são o ISCCP (The International Satellite Cloud Climatology Project) e o ERBE (The Earth Radiation Budget Experiment), iniciativas de colaboração internacional. Ao fim da década de 1980, Rossow (1989) descreve o panorama geral da pesquisa no que diz respeito a nuvens por satélite e destaca a importância dos projetos acima mencionados. Pouco depois, trabalhos como Baum et al. (1992), que utilizou informações dos sensores HIRS (*High Resolution Infrared Radiation Soudner*) e AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), ambos instalados nos satélites da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), e Zuidema e Hartmann (1995), aplicaram técnicas multiespectrais mais avançadas para determinar características de nuvens *cirrus* e *stratus*, respectivamente, e ambos os trabalhos fizeram uso dos dados provenientes dos bancos do ISCCP como complemento. Desta forma, a física das nuvens dava um passo importante no seu processo evolutivo científico, através dos métodos de sensoriamento remoto.

A partir da década de 1990, os satélites começaram a ser empregadas para estudos de microfísica das nuvens. Szczodrak et al. (2001) avaliaram detalhadamente a relação entre raio efetivo e espessura óptica de 25 casos de ocorrência de nuvens estrato-cúmulo na costa oeste dos Estados Unidos usando dados do sensor AVHRR. Para a espessura óptica, quantidade adimensional que indica a transparência da nuvem para a radiação, foram encontrados valores em um espectro variando entre 0 e 50, com picos de aproximadamente 12 para nuvens mais rasas e 20 para nuvens espessas. Os valores de raio efetivo apresentaram variação de 5 a 20 μm , com valores preferenciais

em torno de 10 μm . No mesmo ano, Kawamoto et al. (2001) apresentaram uma análise global utilizando o mesmo sensor, avaliando os mesmos parâmetros. Foram apresentados resultados com valores médios de raio efetivo e espessura óptica em nuvens quentes (abaixo da isoterma de 0°C) para os meses de janeiro e julho. A média de espessura óptica ficou entre 1 e 12, com os maiores valores nas latitudes médias e altas, principalmente no hemisfério em verão. O raio efetivo médio variou entre 4 e 16 μm e os valores mais altos apareceram sobre o oceano.

Na década de 1990, a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) dava forma ao projeto EOS (*Earth Observing System*), que consiste na observação contínua da Terra por meio de satélites ambientais, com o objetivo de fornecer subsídios para melhor entender a dinâmica global e os processos que envolvem a definição do clima. Desta forma, em 2000 o satélite TERRA era lançado, e em 2002 o Aqua, carregando um instrumento em comum, o MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*). Com 36 bandas espectrais, o MODIS é um importante auxílio no estudo das nuvens, fornecendo produtos de microfísica cujos algoritmos utilizam comprimentos de onda desde o visível até o infravermelho médio (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>). França e Duarte (2009) e Duarte e França (2009) utilizaram os produtos do MODIS para estudar a microfísica de nuvens estratiformes em diferentes ecossistemas da América do Sul, encontrando relações distintas entre raio da partícula e espessura óptica para cada ecossistema.

Assim como os satélites, os radares meteorológicos, já empregados anteriormente, também foram evoluindo e contribuindo significativamente para o estudo das propriedades das nuvens através da medida da refletividade de um alvo atingido pela radiação emitida pelo sensor em direção à atmosfera. A refletividade do radar é resultado do retro espalhamento ocasionado quando a radiação eletromagnética atinge o alvo. O sinal retornado é então analisado e interpretado visualmente (em unidades de dBZ) ou transformado em outros produtos meteorológicos de nuvens, através de algoritmos específicos. Em relação aos satélites com sensores radiométricos, o sistema de funcionamento do radar (Battan e Theiss, 1972; Rogers e Yau, 1989) permite um acompanhamento mais eficiente de sistemas meteorológicos de mesoescala, uma vez que a resolução espacial produzida é maior, de modo a definir com mais precisão os limites e as propriedades do evento observado, apesar do alcance reduzido. Assim, muitas pesquisas foram realizadas ao longo dos últimos 60 anos envolvendo o uso de radares para obter dados de nuvens. Um dos primeiros destaques neste tema foi

apresentado em Marshall e Palmer (1948), onde é mostrada a primeira relação desenvolvida entre a refletividade obtida pelo radar e a taxa de precipitação (relação Z-R). À época, a distribuição do tamanho das gotas foi medida a partir de filtros de papéis tingidos. Muitas outras relações Z-R foram obtidas desde então, especificamente para uma localidade ou tipo de precipitação (Blanchard, 1953; Sekhon e Srivastava, 1970; Calheiros et al., 1986; Moraes, 2003).

Seguindo a linha de progresso do estudo das propriedades das nuvens por sensoriamento remoto, em 2006 o satélite CloudSat iniciou a coleta de dados e a geração de produtos com seu radar perfilador. Os projetos ISCCP e ERBE estudam, respectivamente, as características ópticas integradas na coluna atmosférica e o impacto das nuvens nos fluxos de radiação no topo da atmosfera, no entanto, nenhum dos dois fornece a radiação proveniente de cada nível vertical, lacuna que o CloudSat se propõe a preencher (Stephens, 2002). As aplicações da nova ferramenta não tardaram a aparecer, e diversos trabalhos utilizando dados do CloudSat foram publicados desde seu lançamento, contribuindo tanto para pesquisas em clima como em estudos de caso de sistemas de mesoescala (Haynes e Stephens, 2007; Luo et al., 2008; Luo et al., 2009).

2.4. Modelagem numérica

A evolução da meteorologia no século XX acompanhou a evolução tecnológica mundial e os computadores tornaram-se ferramentas imprescindíveis no desenvolvimento da ciência. A aplicação mais significativa foi a entrada em operação de modelos numéricos na previsão de tempo e clima. Um modelo numérico é um conjunto de equações, resolvidas por computadores, que descreve as propriedades atmosféricas e o prognóstico das condições para intervalos de tempo à frente. Os modelos são divididos em duas partes: *dinâmica* e *física*. A dinâmica lida com as equações do movimento e com os transportes em grande escala de massa, vapor d'água e energia. A física compreende os esquemas ou *parametrizações* dos outros fatores que influenciam no comportamento da atmosfera (Peixoto e Oort, 1992). As equações da dinâmica são resolvidas para cada ponto de grade do modelo e o espaçamento da grade é característica de cada modelo, podendo ser ajustada de acordo com o objetivo do estudo. Parametrização é o processo pelo qual se obtém expressões empíricas que aplicam as correções necessárias às variáveis básicas do modelo para que os efeitos sentidos pela atmosfera devido a processos sub-grade, ou seja, de escala espacial menor

do que a da grade do modelo, sejam devidamente computados. Isto significa que as nuvens se enquadram nesta definição, e dados de microfísica mostram-se essenciais para um bom prognóstico de precipitação e fenômenos de mesoescala, o que pode ser comprovado por estudos indicando que o uso de esquemas adequados afeta consideravelmente o resultado do modelo (Hallak et al., 2006; Somerville et al., 1999; Deshpande et al., 2012).

Em um dado instante, o céu de determinado local pode conter os mais variados tipos de nuvem ao mesmo tempo, sendo assim de extrema importância que o conjunto de interações das nuvens com as radiações solar e terrestre esteja muito bem representado nas parametrizações do modelo, na busca por melhores resultados nas análises e previsões.

CAPÍTULO 3: DADOS E METODOLOGIA

3.1. Região de estudo e eventos extremos

Para aplicar a metodologia a ser apresentada neste capítulo e alcançar os objetivos propostos, foram selecionados eventos extremos que ocorreram nas regiões sul e sudeste do Brasil. A escolha destas regiões se justifica pela maior concentração da população, o que fatalmente contribui para que um evento gere consequências mais graves. Os eventos foram preferencialmente selecionados através dos relatórios mensais “Climanálise” do CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos) entre setembro de 2006 e abril de 2010. Nos relatórios, disponíveis em <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/> e chamados de boletins, o texto destaca os principais eventos que causaram impactos consideráveis no Brasil, seja por questões puramente meteorológicas, como quantidades de precipitação muito acima da média climatológica ou rajadas de vento muito intensas, seja por danos materiais, como quedas de árvores e destelhamentos. Desta forma, neste estudo não será apresentada uma definição quantitativa para caracterizar um evento extremo, apenas será levado em consideração o que foi destacado pelos relatórios do Boletim Climanalise do CPTEC.

3.2. Dados

3.2.1. O CLOUDSAT E A CONSTELAÇÃO A-TRAIN

A necessidade de se elevar o nível de conhecimento com relação à estrutura vertical das nuvens levou pesquisadores da NASA a proporem e lançarem a “Missão CloudSat”, satélite cuja função principal é fornecer informações sobre nuvens sob uma nova perspectiva, contribuindo para responder questões sobre seus processos de formação e evolução, assim como a forma como elas afetam o tempo e o clima do planeta. O pioneirismo da missão está no provimento de perfis verticais de água líquida e de gelo, gerando diversos produtos a partir destes dados. O CloudSat está inserido em um projeto de ambições maiores do que simplesmente perfilar as nuvens, por isso foi construído para voar em formação com outros cinco satélites de órbita polar, cada um com seu objetivo específico. O conjunto dos seis satélites é chamado de constelação *A-Train*, pois todos seguem praticamente o mesmo “trilho”, um atrás do outro como

unidades de uma mesma composição (Stephens, 2002). A letra “A” é referente à palavra *afternoon*, que significa “período da tarde”, em inglês. Esta denominação vem do fato dos satélites passarem pelo equador no início da tarde em suas trajetórias ascendentes, separados por alguns poucos minutos ou até segundos um do outro (Figura 3.1).

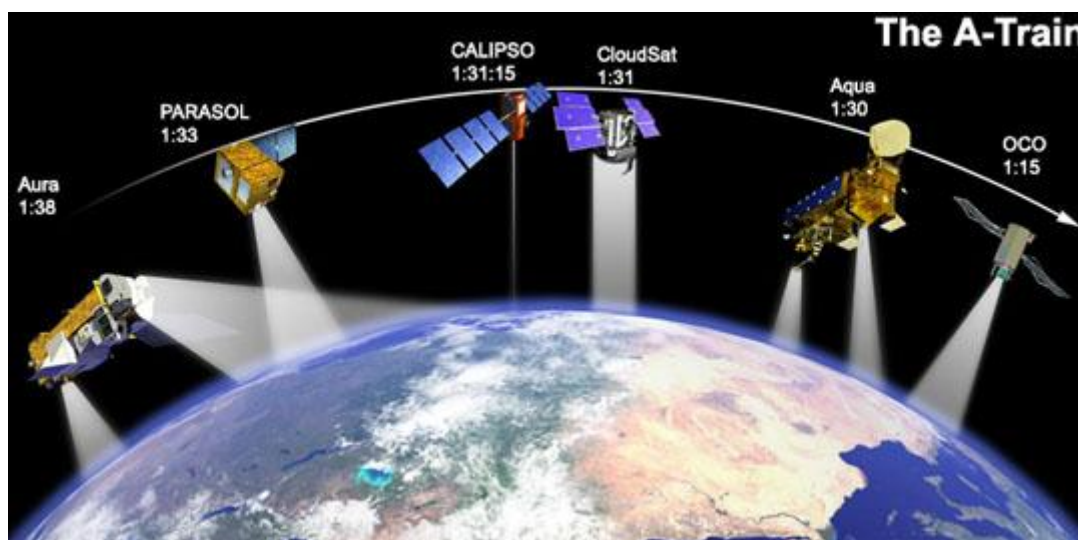


Figura 3.1: Representação da constelação A-Train, indicando os satélites que compõem o sistema. Fonte: http://cloudsat.atmos.colostate.edu/mission/formation_flying

Os satélites da constelação são todos ambientais em algum aspecto, e o conjunto tem o objetivo geral de observar a Terra em âmbito global, mais especificamente obter informações a respeito de componentes climáticos terrestres, tendo em vista a necessidade de dados para pesquisas relacionadas a variações do clima, uma vez que a preocupação com possíveis mudanças climáticas irreversíveis é cada vez maior na comunidade científica e na sociedade. Entre as contribuições da constelação estão medidas de fluxos de radiação, quantidade de ozônio, dióxido de carbono, aerossóis, entre outros (Stephens, 2002). A ideia é que os dados de cada componente sejam complementares, de modo que informações combinadas entre eles forneçam a melhor maneira de enriquecer o conhecimento a respeito do clima terrestre. Consistem na constelação A-Train os satélites OCO, Aqua, CloudSat, CALIPSO, PARASOL e Aura. Dificuldades no lançamento do satélite OCO, projetado para medir dióxido de carbono, fizeram que o mesmo não atingisse a órbita, colidindo com a Terra em 24 de fevereiro de 2009 (<http://oco.jpl.nasa.gov/>).

3.2.2. O SENSOR

O CPR (*Cloud Profiling Radar*), único instrumento a bordo do CloudSat, é um radar de banda W com frequência de 94 GHz. Este alto valor foi necessário para que o sensor possuísse a sensibilidade almejada sem que fosse preciso uma antena muito grande (Stephens, 2008). Seu projeto herdou muitas tecnologias e conhecimentos dos radares de solo, empregados há tempos e já consolidados nas pesquisas em Meteorologia. Outras características do sensor incluem duração de pulso de 3,3 μ s, PRF (*Pulse Repetition frequency*) de 4300 Hz, resolução vertical efetiva de 480 metros, porém com retorno interpolado a cada 240 metros (gerando 125 medidas verticais, chamadas de *bins*), detecção mínima em torno de -30 dBZ (com 70 dBZ de extensão) e resolução ao longo da trajetória de 1,7 km (Marchand et al., 2008). Diferente de outros sensores instalados em plataformas espaciais, o CPR não efetua uma varredura horizontal ao longo da trajetória da órbita, mas gera uma espécie de cortina em duas dimensões, realizando perfis verticais em sequência, onde cada perfil é o elemento básico de retorno do instrumento (comparado ao pixel de outros tipos de imagens de satélite).

3.3. Descrição dos parâmetros microfísicos e dos algoritmos do CloudSat

Os produtos do CloudSat utilizados neste estudo para caracterizar os sistemas relacionados aos eventos selecionados foram: raio efetivo da gotícula; raio efetivo da partícula de gelo; concentração de gotículas; concentração de partículas de gelo; conteúdo de água líquida e conteúdo de gelo.

Uma vez que uma técnica para a determinação de um espectro detalhado da distribuição das partículas de uma nuvem através de sensoriamento remoto ainda está para ser desenvolvida, define-se o termo *raio efetivo*, ou *tamanho efetivo* médio da gotícula ou cristal de gelo, que leva em consideração propriedades de espalhamento de gotículas esféricas, de forma que elas espalhem quantidade de luz proporcional à área de sua seção transversal (Liou, 2002). No produto do CloudSat, o raio efetivo é dado em micrômetros (μ m), tanto para a água líquida como para o gelo.

A concentração de partículas líquidas ou de gelo representa o número de gotículas ou cristais de gelo por volume unitário dentro da nuvem. Para a água líquida, a unidade padrão é cm^{-3} , enquanto para o gelo, a unidade sugerida é partículas por litro

(L⁻¹). Diferentemente do parâmetro de concentração, os conteúdos de água líquida e de gelo representam a quantidade de massa por volume unitário dentro da nuvem. A unidade para ambos os estados da água convencionada pelo CloudSat é gm⁻³.

Neste trabalho, os perfis verticais de cada parâmetro descrito acima são apresentados para as coordenadas em que o satélite interceptou o evento estudado, formando uma imagem que representa um corte vertical das nuvens que compõem o sistema. Desta forma, é possível observar como os parâmetros estão distribuídos dentro das nuvens e avaliar a possível contribuição de cada um para a ocorrência do evento estudado, através do confronto com o gráfico da taxa de precipitação, estimada para a mesma trajetória por outro produto do CloudSat, que por sua vez utiliza dados do instrumento AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observing System*), a bordo do Aqua (Kummerow e Ferraro, 2006). Diferente do CloudSat, a varredura do Aqua é feita no plano horizontal, portanto, o algoritmo considera o pixel mais próximo da trajetória onde os perfis do CPR são realizados para representar a taxa de precipitação ao longo da mesma. Apesar de serem originados em uma resolução espacial diferente, os dados do AMSR-E são interpolados para se ajustarem ao tamanho da matriz de dados do CloudSat, facilitando a comparação e assim, tornando a informação um produto do próprio CloudSat. Ainda, para refinar o processo de análise, são mostrados histogramas dos parâmetros listados acima específicos para determinados níveis de pressão atmosférica, de modo a obter-se quantificação mais precisa. O perfil vertical de cada parâmetro no formato de uma suposta radiossondagem da mesma posição onde ocorreu o pico mais elevado de taxa de precipitação também é mostrado, com o propósito de caracterizar especificamente a região teoricamente mais atingida pela precipitação. Por fim, são feitos ajustes paramétricos para descrever os padrões encontrados em tais perfis.

O algoritmo do produto do Cloudsat utilizado considera que a temperaturas acima de 0°C toda a água encontrada está na fase líquida, enquanto que a temperaturas abaixo de -20°C toda a água é considerada como gelo, criando perfis separados. No intervalo entre 0°C e -20°C os perfis resultantes são combinados através de uma interpolação simples (linear) baseada na temperatura, de modo que o conteúdo de água líquida gradualmente desapareça em -20°C e o conteúdo de gelo desapareça em 0°C (Wood, 2008). Por este motivo, os cortes verticais dos parâmetros de água líquida são interrompidos quando a nuvem atinge a altura onde a temperatura é -20°C, do mesmo modo que as nuvens dos cortes relacionados ao gelo são interrompidas abaixo da altura

de 0°C. Desta forma, os dados do CloudSat são separados em produtos específicos para água líquida e os mesmos produtos específicos para o gelo.

Os parâmetros listados acima que serão utilizados neste trabalho são todos provenientes do mesmo conjunto de produtos do CloudSat, denominado de 2B-CWC-RVOD, onde CWC é abreviação para *Cloud Water Content* (conteúdo de água de nuvem) e RVOD é abreviação para *Radar-Visible Optical Depth* (combinação entre dados do CPR e de espessura óptica, obtida através do sensor MODIS, instalado no satélite Aqua). O nível de processamento dos dados deste conjunto é denominado 2B, que representa a geração de produtos geofísicos a partir dos dados brutos do sensor. O algoritmo do 2B-CWC-RVOD segue a seguinte sequência:

- 1) Examinar o parâmetro de Máscara de Nuvem (disponível em outro produto) para determinar quais *bins* contém nuvem;
- 2) Examinar o produto de classificação de nuvens para identificar *bins* com tipo indeterminado ou inválido;
- 3) Examinar o status do produto de espessura óptica. Quando este não está disponível, o algoritmo utiliza apenas os dados do CPR;
- 4) Atribuir valores teóricos pré-determinados às distribuições de tamanho de partículas líquidas e sólidas, através de relação com temperatura, climatologia ou outro critério.
- 5) Utilizar os valores do item acima, juntamente com os dados do CPR, para determinar as distribuições de tamanho das partículas, assim como as quantidades de raio efetivo, conteúdo e concentração.
- 6) Criar os dois perfis separados para partículas líquidas e para partículas sólidas.
- 7) Para cada uma das estimativas, calcular incertezas e matrizes de covariâncias.

O modelo desenvolvido para a obtenção dos parâmetros microfísicos assume inicialmente a distribuição log-normal para descrever as gotículas e partículas de gelo da nuvem:

$$N(r) = \frac{N_T}{\sqrt{2\pi}\omega r} \exp\left[\frac{-\ln^2\left(\frac{r}{r_g}\right)}{2\omega^2}\right], \quad (3.1)$$

$$N(D) = \frac{N_T}{\sqrt{2\pi}\omega D} \exp\left[\frac{-\ln^2\left(\frac{D}{D_g}\right)}{2\omega^2}\right], \quad (3.2)$$

onde $N(r)$ e $N(D)$ são as quantidades de gotículas e partículas de gelo em função do raio r e do diâmetro D ; N_T é a concentração de partículas, r_g é o raio geométrico médio, D_g é o diâmetro geométrico médio e ω é o parâmetro de largura da distribuição. O conteúdo de água líquida LWC (*Liquid Water Content*), o conteúdo de gelo IWC (*Ice Water Content*) e o raio efetivo r_e são definidos em função das distribuições em (3.1) e (3.2):

$$LWC = \int_0^{\infty} \rho_w N(r) \frac{4}{3} \pi r^3 dr, \quad (3.3)$$

$$IWC = \int_0^{\infty} \rho_i \frac{\pi}{6} N(D) D^3 dD, \quad (3.4)$$

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} N(r) r^3 dr}{\int_0^{\infty} N(r) r^2 dr}, \quad (3.5)$$

$$r_e(\text{gelo}) = \frac{1}{2} \frac{\int_0^{\infty} N(D) D^3 dD}{\int_0^{\infty} N(D) D^2 dD}, \quad (3.6)$$

onde ρ_w e ρ_i são, respectivamente as densidades da água líquida e do gelo. As equações de (3.3) até (3.6) são propriedades intrínsecas da nuvem em função da distribuição assumida, e formam a base do modelo de obtenção dos parâmetros desejados.

O modelo considera ainda a atenuação da energia retro espalhada recebida pelo CPR, que existe tanto devido à própria nuvem como devido aos gases atmosféricos, em especial o vapor d'água, conforme descrito em Wood (2008). Mais detalhes referentes a como o algoritmo do CloudSat transforma os dados de refletividade (informação básica do CPR) nos produtos de nuvem podem ser encontrados em Im et al. (2005) e Wood (2008).

A proposta do CloudSat, como seu nome já induz, é obter informação de parâmetros microfísicos da nuvem interceptada. Desta forma, há uma filtragem de qualquer forma de precipitação que possa estar presente. Atualmente, o critério utilizado é bem simples: quando a refletividade medida for maior ou igual a -15 dBZ, o algoritmo já considera provável a presença de chuvisco ou chuva e indica que a solução para aquele perfil não é confiável. A baixa confiabilidade provém do fato de que a presença de gotas de tamanho precipitável implica em um desvio da distribuição log-normal, assumida previamente para a concentração das partículas. Na prática, quando há precipitação detectada pelo critério atual a solução para o perfil não converge, ocasionando um perfil com erro e que será descartado.

3.4. Procedimento para uso dos dados do CloudSat

As informações sobre os produtos, assim como os dados do CloudSat, estão disponíveis no endereço eletrônico (*site*) <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/>, da Universidade de Colorado, nos Estados Unidos, de onde se pode solicitar gratuitamente qualquer produto. Para verificar se o satélite sobrevoou o sistema previamente selecionado, o *site* oferece um mapa onde é mostrada a órbita completa para aquele dia, incluindo as duas passagens pelo equador (exemplo na Figura 3.2).

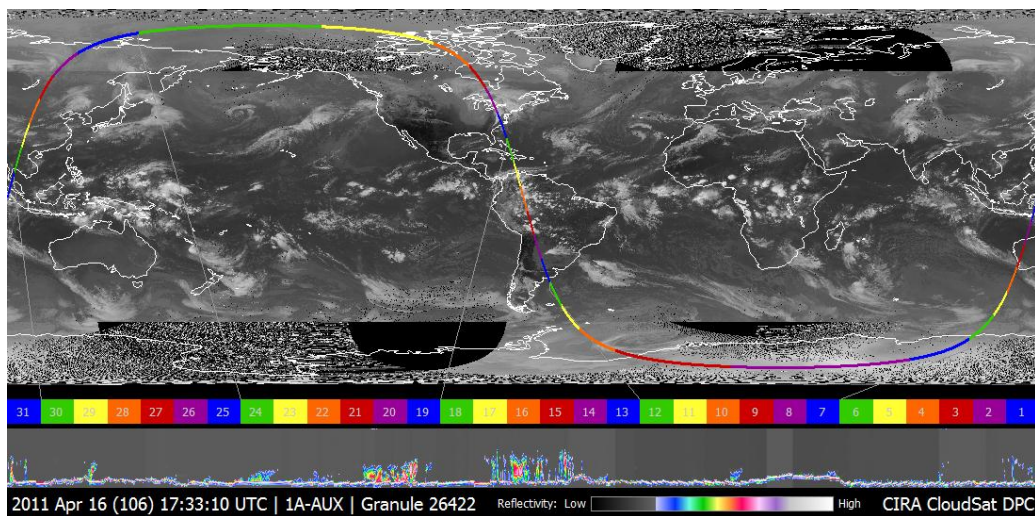


Figura 3.2: Exemplo de órbita do CloudSat retirada do *site* onde os produtos e dados são disponibilizados. A trajetória é ilustrada com a composição das imagens de satélite ao fundo. Abaixo, o perfil vertical de refletividade de toda a extensão da órbita. Fonte: <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/>.

Os dados do CloudSat são disponibilizados para *download* no formato HDF (*Hierarchical Data Format*), sendo condensadas em um único arquivo todas as informações referentes a uma órbita completa. Desta forma, para cada produto, são armazenados cerca de quinze arquivos diariamente, onde cada arquivo se inicia no instante em que o satélite passa sobre o equador em sua trajetória descendente. Para melhor visualização de pequenas distâncias, cada órbita é dividida em 31 segmentos que podem ser acessados separadamente no *site* onde os dados são pesquisados e obtidos. Cada segmento tem aproximadamente 1200 km e o satélite percorre esta distância em cerca de 3 minutos.

CAPÍTULO 4: DESCRIÇÃO DOS CASOS ESTUDADOS

Como antecipado no capítulo 1, a seguir será mostrado o ambiente sinótico em que se encontravam os sistemas de mesoescala que compõem os sete casos estudados neste trabalho. Para isso, foram utilizadas imagens do satélite GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) obtidas através da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA), vinculada ao INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), além de cartas sinóticas elaboradas pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM). Todos os casos envolveram nuvens de desenvolvimento vertical ou com outros aspectos que sugerem a presença de fenômenos de mesoescala inseridos em sistemas de escala sinótica.

4.1. Caso 1 – 20/08/2007

O primeiro caso foi o único em que o sistema sobrevoado encontrava-se sobre o oceano, fugindo da proposta de escolha de eventos extremos nas regiões sul e sudeste do Brasil. A varredura do CloudSat atravessou um ciclone extratropical no Atlântico centrado torno de 33°S e 47°W, próximo a costa brasileira, por volta de 0425Z. A inclusão deste evento justifica-se por ter sido um sistema bem configurado (Figura 4.1), criando-se uma oportunidade para caracterizar este tipo de fenômeno com o CloudSat, coincidência que não ocorre com frequência. Além disso, o sistema influenciava o tempo na costa sul do Brasil, apesar de não provocar maiores danos.

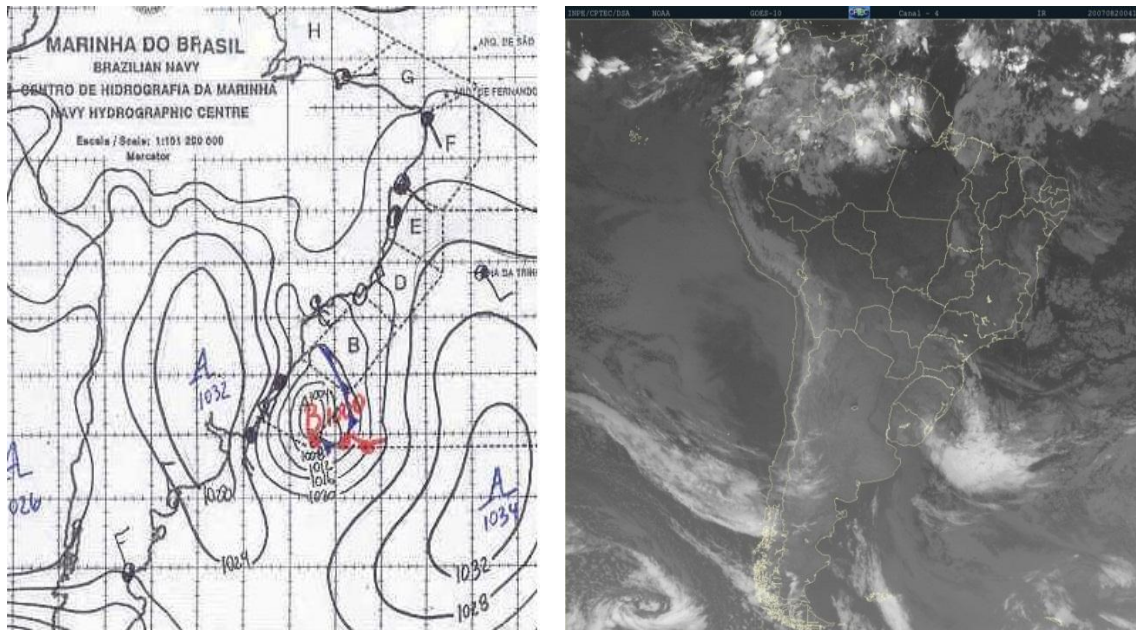


Figura 4.1: Carta sinótica do Centro de Hidrografia da Marinha de 1200Z (esquerda) e imagem de satélite do canal infravermelho do GOES às 0415Z indicando a posição e intensidade do sistema (direita). Dados referentes ao caso 1, de 20 de agosto de 2007. Fontes: CHM e DSA/INPE.

Na carta sinótica de 1200Z nota-se o ciclone com os três ramos do sistema frontal e centro de baixa pressão de 1000 hPa, enquanto que na imagem infravermelha do GOES (0415Z) é possível ver o formato característico da nebulosidade de uma circulação ciclônica e os topos frios das nuvens embutidas. A Figura 4.2 complementa mostrando a imagem setorizada com a trajetória do CloudSat indicada.

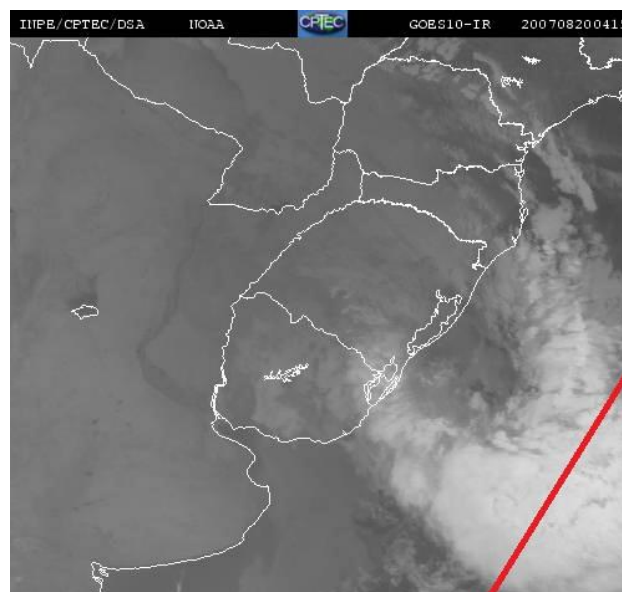


Figura 4.2: Imagem de satélite da Figura 4.1, ampliada para a região sul do Brasil. A trajetória do CloudSat é indicada pela linha sólida vermelha que cruza a nebulosidade do ciclone em rumo descendente (em direção ao polo). Fonte: DSA/INPE.

4.2. Caso 2 – 09/11/2007

Uma região de baixa pressão aprofundava-se no sul do Brasil antes de configurar-se como um sistema frontal no momento em que foi interceptada pela órbita do CloudSat, em torno de 0505Z do dia 09 de novembro de 2007. As cartas sinóticas de 0000Z e 1200Z são mostradas na Figura 4.3, evidenciando a evolução do ambiente sinótico predominante. A análise sinótica de 0000Z exibe um centro fechado de baixa pressão em aproximadamente 30°S 63°W de 996 hPa, enquanto que 12 horas depois o centro desloca-se para 60°W mantendo a intensidade e uma frente fria já é identificada na carta. O sistema de baixa pressão em questão é o que aparece mais ao sul nas duas cartas sinóticas da Figura 4.3. Uma vez que o CloudSat interceptou o sistema em horário intermediário, pode-se sugerir que a configuração caracterizava-se como uma frontogênese. As imagens de satélite são mostradas na Figura 4.4, onde se comprova a presença de grandes regiões de instabilidade na trajetória do CloudSat.

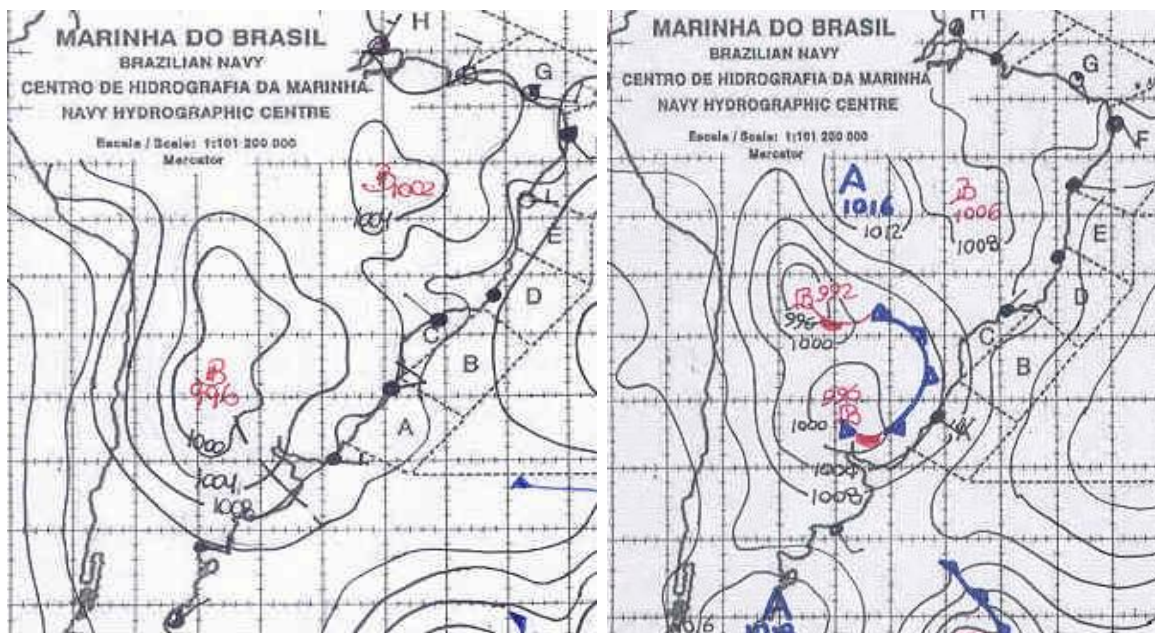


Figura 4.3: Cartas sinóticas de 0000Z (esquerda) e 1200Z (direita) para o caso do dia 09 de novembro de 2007. A comparação entre os horários mostra a evolução do sistema, que sugere uma condição de frontogênese para o horário de passagem do CloudSat. Fonte: CHM.

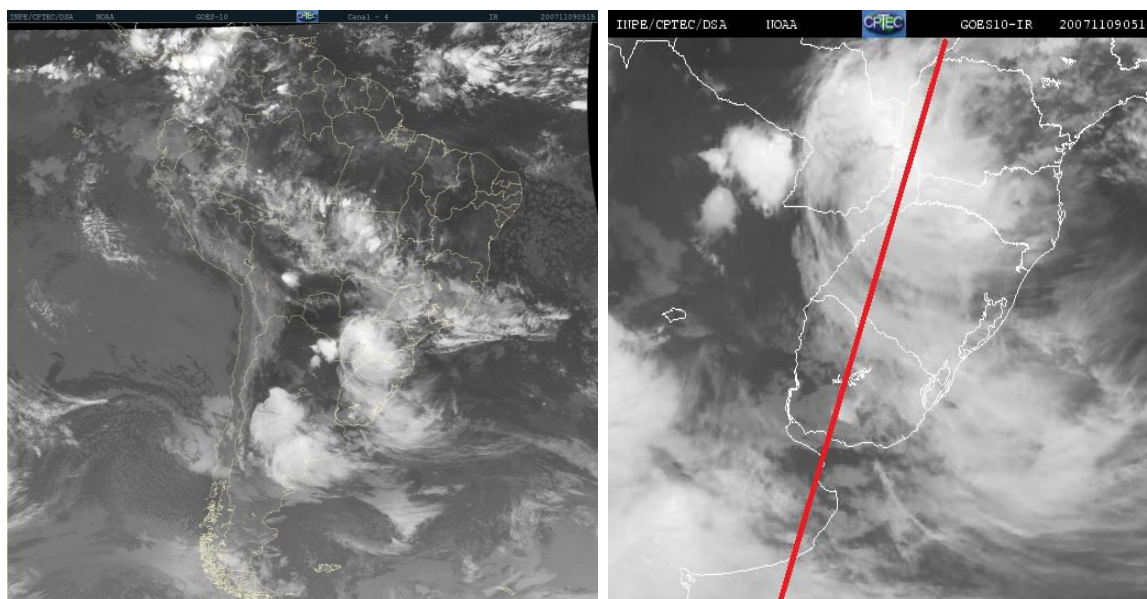


Figura 4.4: Imagem de satélite do canal infravermelho do GOES de 0515Z do dia 09 de novembro de 2007. À esquerda, América do Sul, e à direita, região sul do Brasil com a trajetória da órbita do CloudSat, em rumo descendente. Fonte: DSA/INPE.

De acordo com o relatório do Boletim Climanálise, este sistema gerou impactos significativos em Ivaí-PR, onde foram registrados 75,2 mm de precipitação acumulada ao longo do dia; Londrina-PR, com registro de 86,6 mm; e Campo Mourão-PR, onde a precipitação atingiu 100 mm/dia. Ainda, em Passo Fundo-RS foram registradas rajadas de até 120 km/h e houve queda de energia.

4.3. Caso 3 – 13/03/2008

Às 0430Z de 13 de março de 2008, o CloudSat interceptou uma região de instabilidade no sudeste do Brasil, especificamente no estado de São Paulo. As cartas sinóticas de 0000Z e 1200Z mostram que havia uma frente fria localizada no Oceano Atlântico e uma região de baixa pressão no continente, que posteriormente acopla-se com o cavado da frente (Figura 4.5). As imagens de satélite identificam a posição do sistema de mesoescala selecionado e sugerem que a tempestade tenha se desenvolvido em ambiente pré-frontal, se comparadas com a posição do sistema frontal nas cartas sinóticas (Figura 4.6).

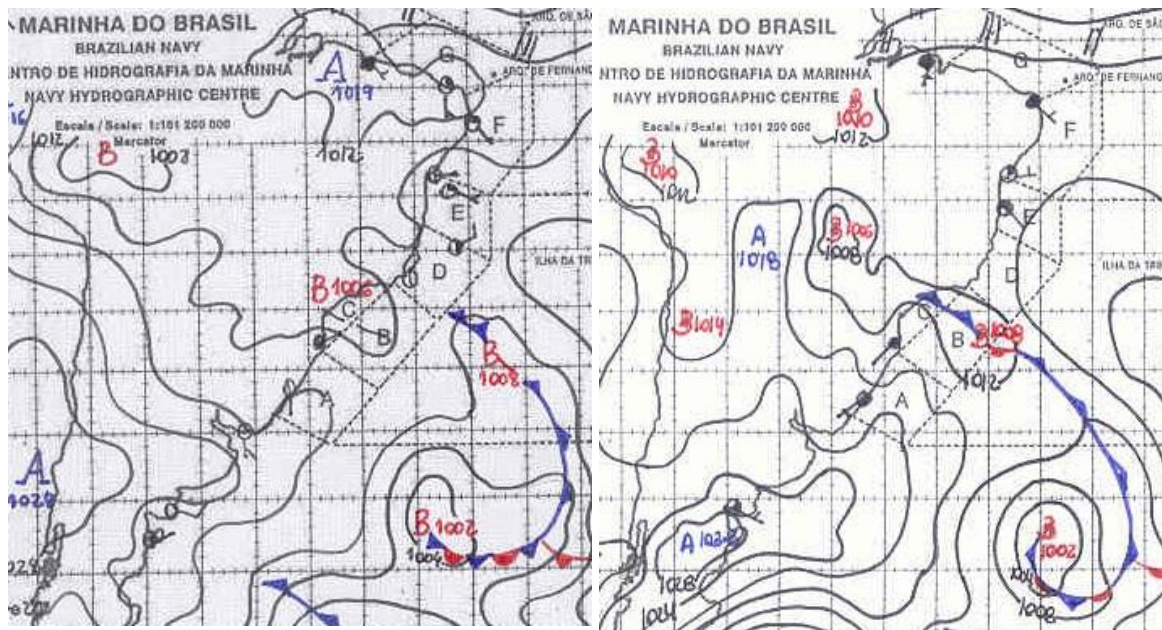


Figura 4.5: Cartas sinóticas de 0000Z (esquerda) e 1200Z (direita) para o caso do dia 13 de março de 2008. Fonte: CHM.

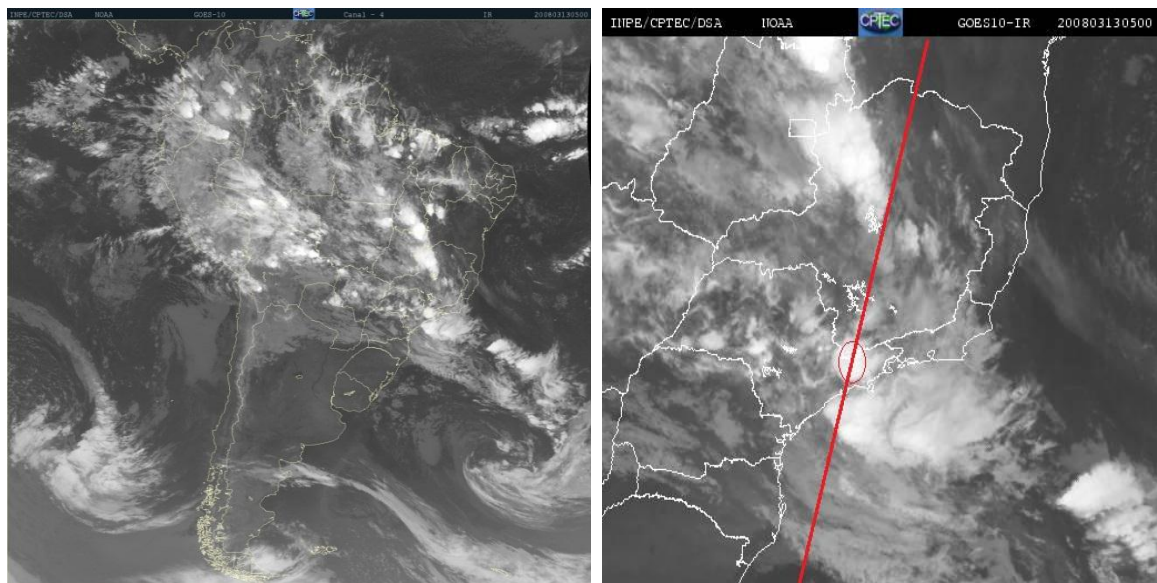


Figura 4.6: Imagem de satélite do canal infravermelho do GOES de 0500Z do dia 13 de março de 2008. À esquerda, América do Sul, e à direita, região sul do Brasil com a trajetória da órbita do CloudSat, em rumo descendente, e o sistema estudado circulado. Fonte: DSA/INPE.

Nos dias subsequentes o sistema frontal do dia 13 de março de 2008 configurou-se em um evento de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), segundo o relatório do Boletim Climanálise. Neste mesmo dia, foram registrados 123,2 mm em Iguapé-SP e 84 mm entre os dias 13 e 14 na cidade de Guarulhos-SP.

4.4. Caso 4 – 09/06/2008

No dia 09 de junho de 2008 a cidade de Porto Alegre foi atingida pela borda de um ciclone extratropical e o ramo frio do sistema frontal associado, provocando danos à capital do Rio Grande do Sul, como destelhamentos e quedas de árvores. Os acumulados de chuva não foram significativos em nenhuma estação, porém rajadas de até 72 km/h foram registradas no Aeroporto Internacional Salgado Filho às 2347Z. A Figura 4.7 mostra a carta sinótica de 0000Z do dia 10 de junho de 2008, que identifica o ciclone extratropical com 1000 hPa em seu centro, posicionado em 33°S e 050°W, assim como a imagem de satélite do canal infravermelho às 1745Z (horário próximo da passagem do CloudSat).

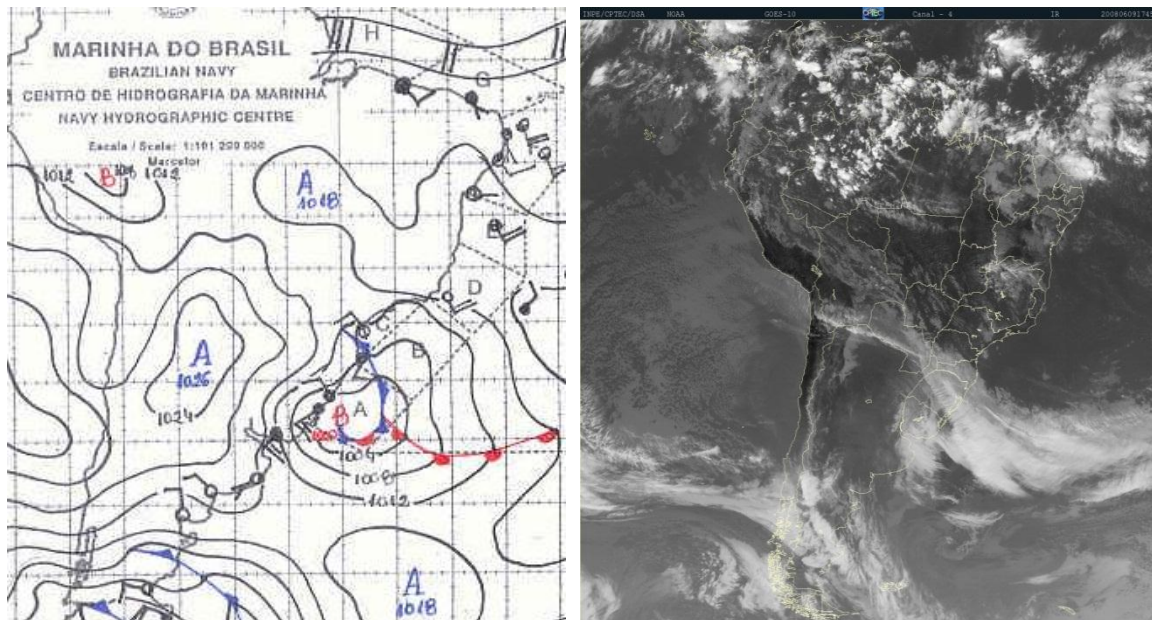


Figura 4.7: Carta sinótica de 0000Z do dia 10/06/2008 (esquerda) e imagem de satélite do canal infravermelho às 1745Z do dia 09/06/2008. O ciclone extratropical aparece bem configurado com centro de 1000 hPa próximo à cidade de Porto Alegre. Fontes: CHM e DSA/INPE.

O CloudSat não passou exatamente sobre Porto Alegre neste dia, mas interceptou o sistema próximo o bastante para detectar algumas formações de mesoescala. A passagem ocorreu aproximadamente às 1730Z em trajetória rumo ao equador (ascendente), como ilustrado na Figura 4.8.

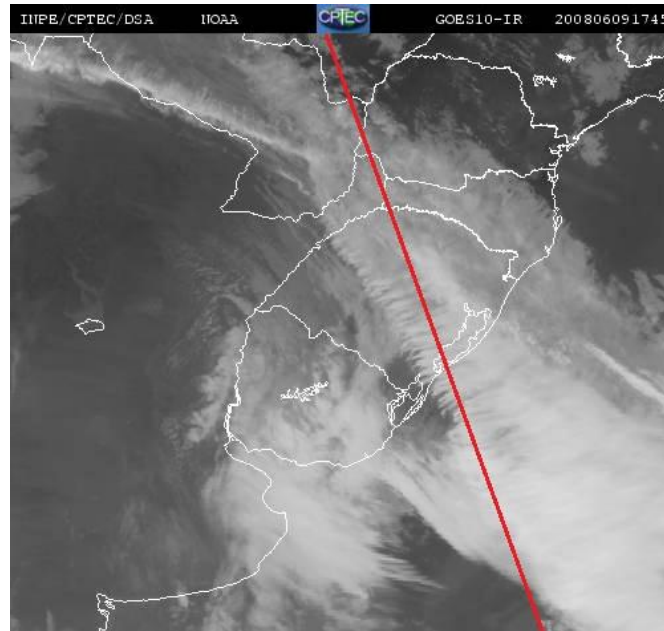


Figura 4.8: Imagem da Figura 4.7 setorizada para a região sul do Brasil, mostrando a trajetória ascendente (em direção ao equador) da órbita do CloudSat às 1745Z do dia 09 de junho de 2008. Fonte: DSA/INPE.

4.5. Caso 5 – 03/01/2009

Um centro de baixa pressão de 1000 hPa influenciava o tempo nas regiões sul e sudeste do Brasil no dia 03 de janeiro de 2009, e às 1735Z o CloudSat sobrevoou a região sul novamente, de modo que os feixes do CPR atravessaram uma área de formações de mesoescala. A Figura 4.9 mostra a carta sinótica de 1200Z e a imagem de satélite do canal infravermelho de 1745Z, marcando a posição do sistema, cuja frente fria em formação já alcançava o estado de São Paulo. Na imagem de satélite é possível perceber a extensão das áreas cobertas por nebulosidade decorrente da região de baixa pressão, acoplando com as zonas de convecção na Amazônia, situação típica para a época do ano.

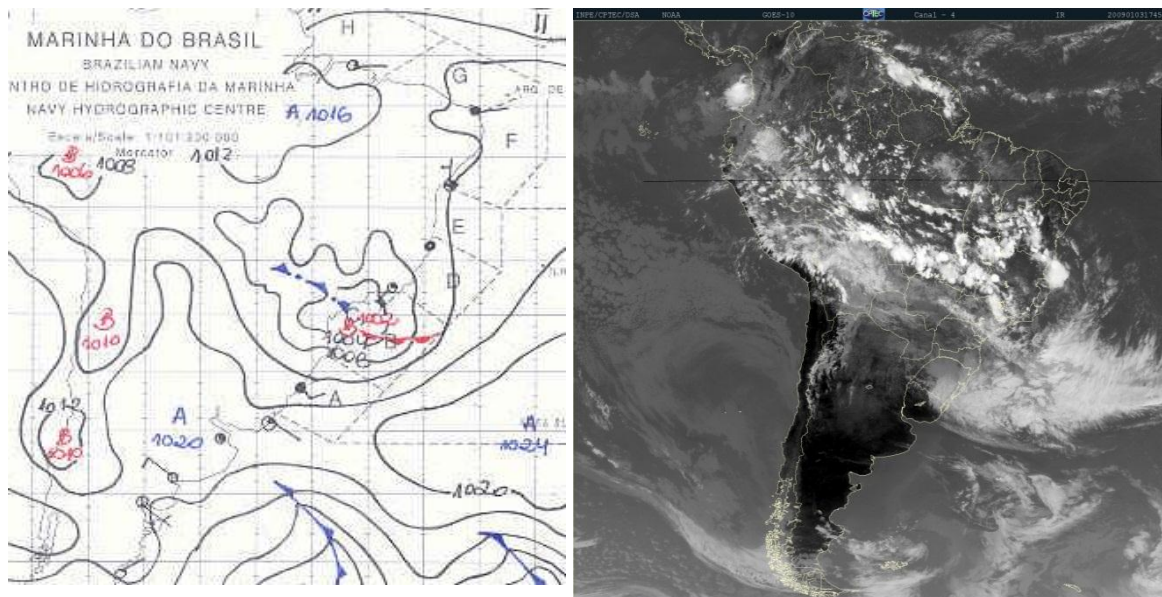


Figura 4.9: Carta sinótica de 1200Z do dia 03/01/2009 (esquerda) e imagem de satélite do canal infravermelho às 1745Z do mesmo dia (direita). Centro de baixa pressão próximo ao litoral do sul e do sudeste do Brasil e grande extensão de nebulosidade vista na imagem. Fontes: CHM e DSA/INPE.

Na imagem setorizada para a região sul do Brasil da Figura 4.10, é possível notar que o CloudSat realizou sua trajetória sobre nuvens relativamente menos brilhantes, indicando topos não tão frios e desenvolvimento vertical moderado, de modo que não há indícios de formação de nuvens *cumulonimbus*, ou nuvens de tempestade severa. O CloudSat possui um produto de classificação de nuvens (Wang et al., 2011) que, coerentemente, identifica a maior parte das nuvens interceptadas neste evento como *nimbostratus*. Apesar de não haver nuvens de grande desenvolvimento vertical, que geram os maiores volumes de precipitação, a cidade de Torres-RS registrou um acúmulo de 108 mm entre os dias 3 e 4. Analisando dados horários da estação meteorológica do aeroporto de Porto Alegre (obtidos através do *site* da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica), nota-se a observação praticamente contínua de precipitação leve/moderada entre 2200Z do dia 02 e 0800Z do dia 04, comprovando a persistência das condições e explicando o acúmulo registrado.

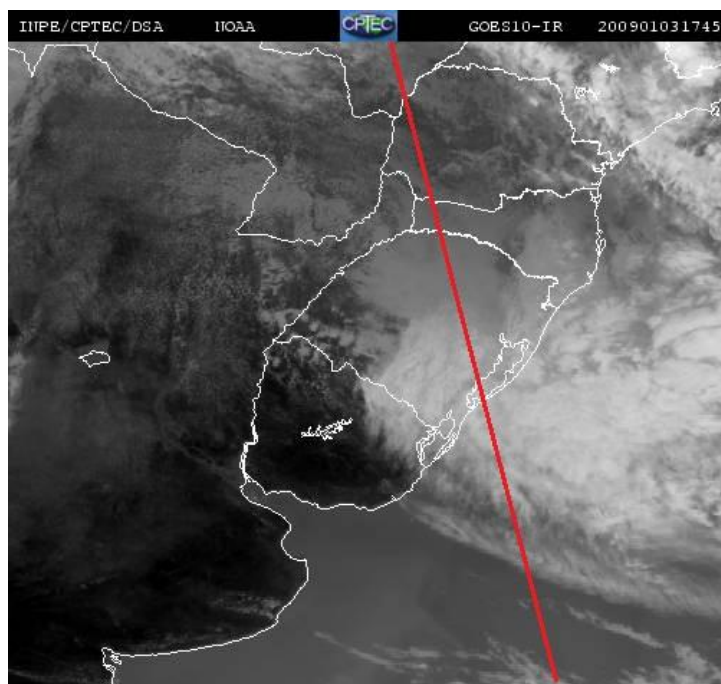


Figura 4.10: Imagem da Figura 4.9 setorizada para a região sul do Brasil, mostrando a trajetória ascendente da órbita do CloudSat às 1745Z do dia 03 de janeiro de 2009. Fonte: DSA/INPE.

4.6. Caso 6 – 21/01/2010

Da mesma forma que o caso 3, no dia 21 de janeiro de 2010 a região do estado de São Paulo entre a capital e o Vale do Paraíba foi atingida por áreas de instabilidades em virtude da aproximação de um sistema frontal que se configurava entre as regiões sul e sudeste do Brasil. A Figura 4.11 mostra a evolução do sistema nas cartas sinóticas de 0000Z e 1200Z, indicando que no primeiro horário existia um centro de baixa pressão na posição 23°S e 47°W e uma frente fria já identificada atingindo o litoral de Santa Catarina. Na próxima análise o centro de baixa pressão desconfigura-se e acopla-se com a frente fria, que avança para o estado do Paraná. Portanto, a região do sistema estudado, circulada na imagem de satélite da Figura 4.12, encontra-se em ambiente sinótico pré-frontal. A imagem da América do Sul mostra claramente o padrão de nebulosidade e as perturbações na vanguarda do sistema frontal.

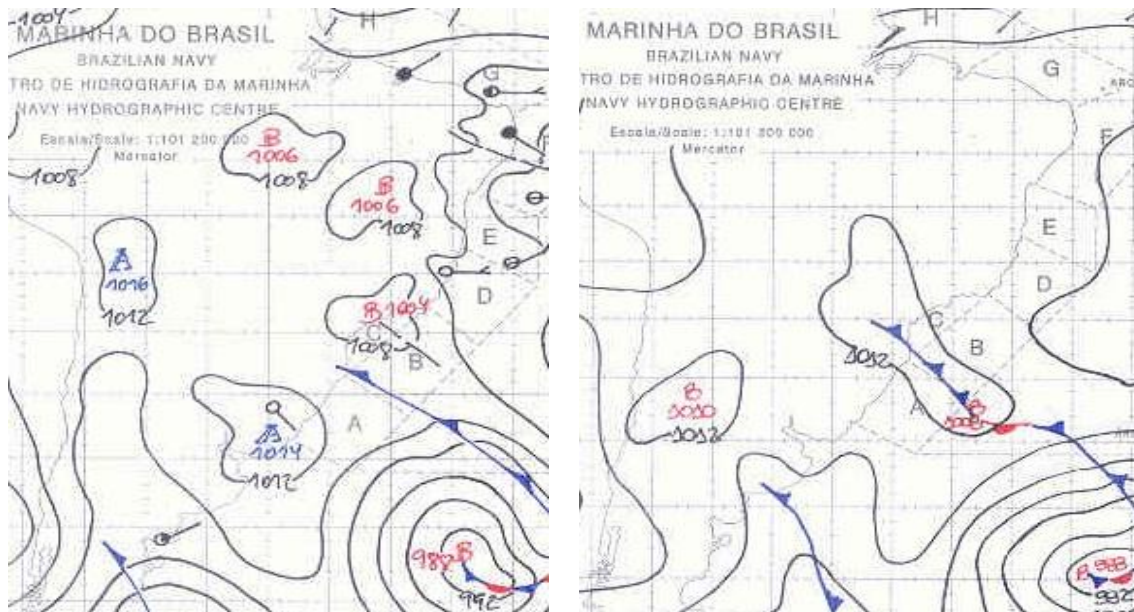


Figura 4.11: Cartas sinóticas de 0000Z e 1200Z do dia 21 de janeiro de 2010. A sequência dos horários evidencia a evolução do sistema – zona de baixa pressão acoplando-se a uma frente fria na região sul e sudeste do Brasil. Fonte: CHM.

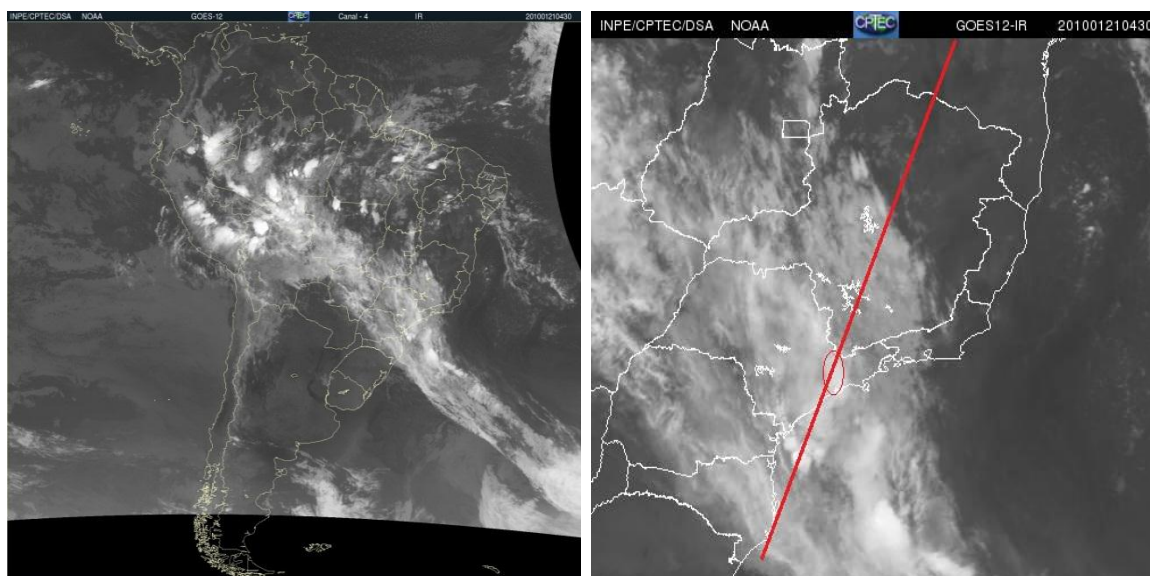


Figura 4.12: Imagens de satélite do canal infravermelho do dia 21 de janeiro de 2010 às 0430Z. A imagem da América do Sul (esquerda) exibe o padrão típico do sistema frontal e as perturbações na vanguarda do sistema. A imagem setorizada (direita) mostra o local exato das nuvens do evento estudado e a trajetória descendente da órbita do CloudSat. Fonte: DSA/INPE.

O Boletim Climanálise do CPTEC informa que entre os dias 20 e 21 houve acúmulo de precipitação acima de 100 mm, de acordo com dados da Universidade de São Paulo (USP) e do Centro de Gerenciamento de Emergência da Prefeitura (CGE). O Boletim não informa maiores detalhes sobre danos ou registros exatos de precipitação.

4.7. Caso 7 – 06/04/2010

Uma frente fria que já atingia o estado do Espírito Santo no dia 06 de abril de 2010 (Figura 4.13) ainda influenciava o tempo no Rio de Janeiro, de modo que entre os dias 05 e 06 o acúmulo na capital carioca foi superior a 300 mm (Fonte: INMET), um dos maiores registros históricos da cidade após mais de 36 horas de chuva moderada/forte contínua. Ocorreram deslizamentos em diversos pontos das encostas, acarretando em mais de 250 mortos e cerca de 10.800 desabrigados. Além disso, inundações generalizadas afetaram o dia-a-dia de praticamente toda a população da capital e da Região Metropolitana do Rio de Janeiro.

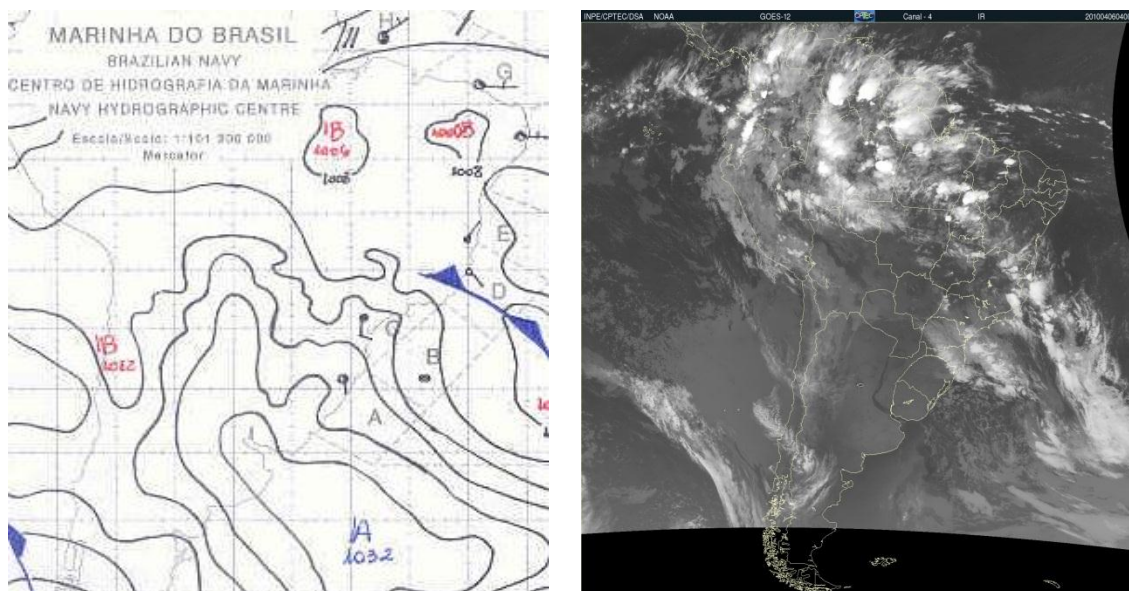


Figura 4.13: Carta sinótica de 0000Z do dia 06 de abril de 2010 com a frente fria identificada entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo (esquerda) e a imagem de satélite do canal infravermelho do GOES mostrando os topos relativamente quentes na região da capital carioca (direita). Fonte: CHM e DSA/INPE.

O CloudSat sobrevoou o local próximo do evento em torno de 0425Z, horário em que ainda era registrada chuva moderada na cidade, o que pode ser confirmado pelos dados de precipitação da rede de pluviômetros do Alerta Rio, órgão da Prefeitura do Rio de Janeiro. Na estação localizada no bairro de Laranjeiras, por exemplo, o acumulado de precipitação entre 0335Z e 0435Z foi de 21,6 mm. A imagem de satélite do canal infravermelho (Figuras 4.13 e 4.14) mostra que a área mais ativa com topos frios de nuvens de grande desenvolvimento vertical está localizada entre o norte do estado do Rio de Janeiro e o Espírito Santo. Nas demais regiões fluminenses nota-se o topo mais

quente da camada de nuvens, indicando a ausência de nuvens *cumulonimbus*, o que pode ser confirmado pelas mensagens de observação meteorológica do Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro, onde não houve registro de trovoadas.

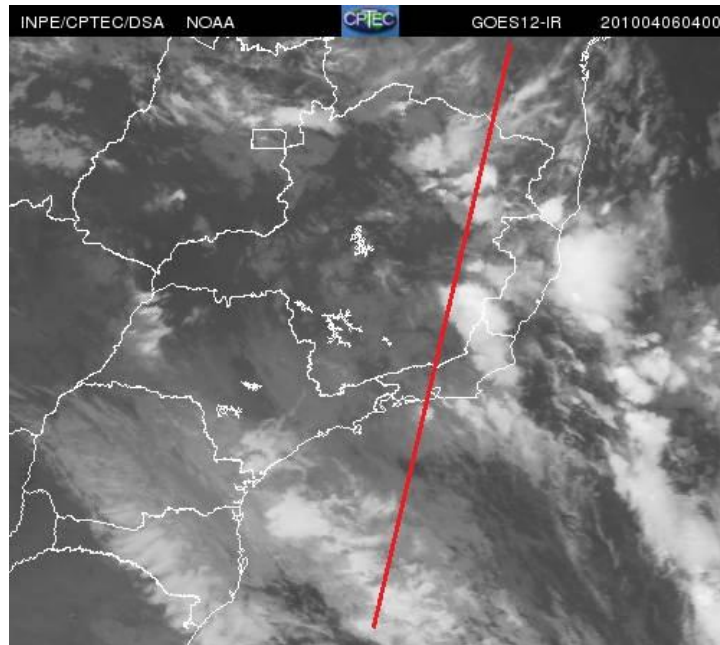


Figura 4.14: Imagem de satélite da Figura 4.13 setorizada para a região sudeste com a órbita descendente do CloudSat indicada. Fonte: DSA/INPE.

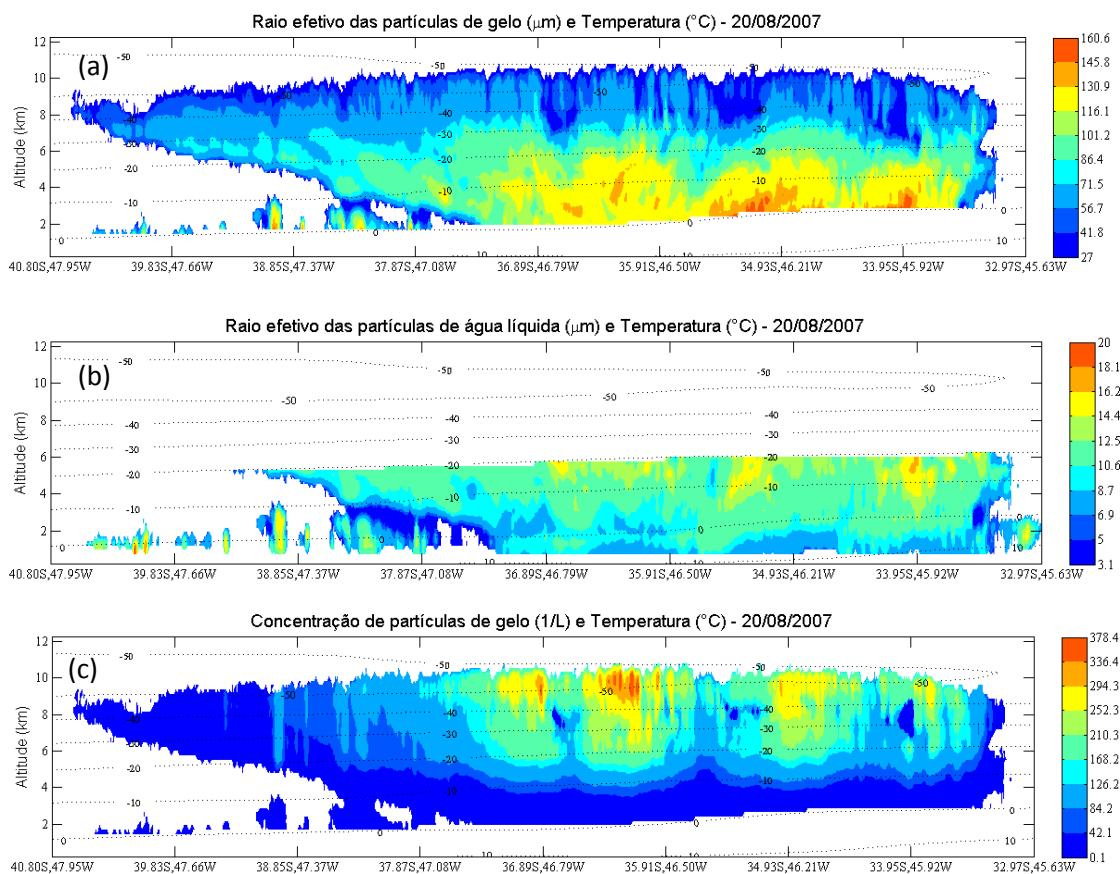
Este capítulo apresentou os sete casos selecionados para serem estudados com dados do CloudSat, através de produtos de propriedades microfísicas, mostrados no próximo capítulo. De alguma forma, todos os casos estiveram associados com um sistema de baixa pressão, seja o ciclone atuando diretamente na região de estudo, seja pela extensão de um cavado caracterizando uma frente fria. Ainda, dois casos foram associados a situações sinóticas pré-frontais (casos 3 e 6) e um associado à situação pós-frontal (caso 7). Em relação ao tipo de nebulosidade, foram obtidos casos com intensa convecção e desenvolvimento vertical, enquanto outros apresentaram nuvens predominantemente estratiformes.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo os resultados obtidos diretamente com dados do CloudSat são apresentados, com gráficos elaborados conforme descrito na metodologia. Primeiramente são mostrados os mapas com os cortes verticais dos sistemas estudados em cada caso, retratando a distribuição de cada parâmetro microfísico ao longo da trajetória do CloudSat, assim como a taxa de precipitação obtida pelo AMSR-E. Em seguida, uma discussão mais específica sobre os perfis verticais na localização onde foi estimado o pico mais alto de precipitação é apresentada. Por fim, funções paramétricas são ajustadas para os perfis encontrados.

5.1. Cortes verticais e aspectos gerais

As Figuras 5.1 à 5.7 mostram os cortes verticais dos sistemas meteorológicos associados aos casos 1 a 7, respectivamente, seguidos pelas estimativas das taxas de precipitação.



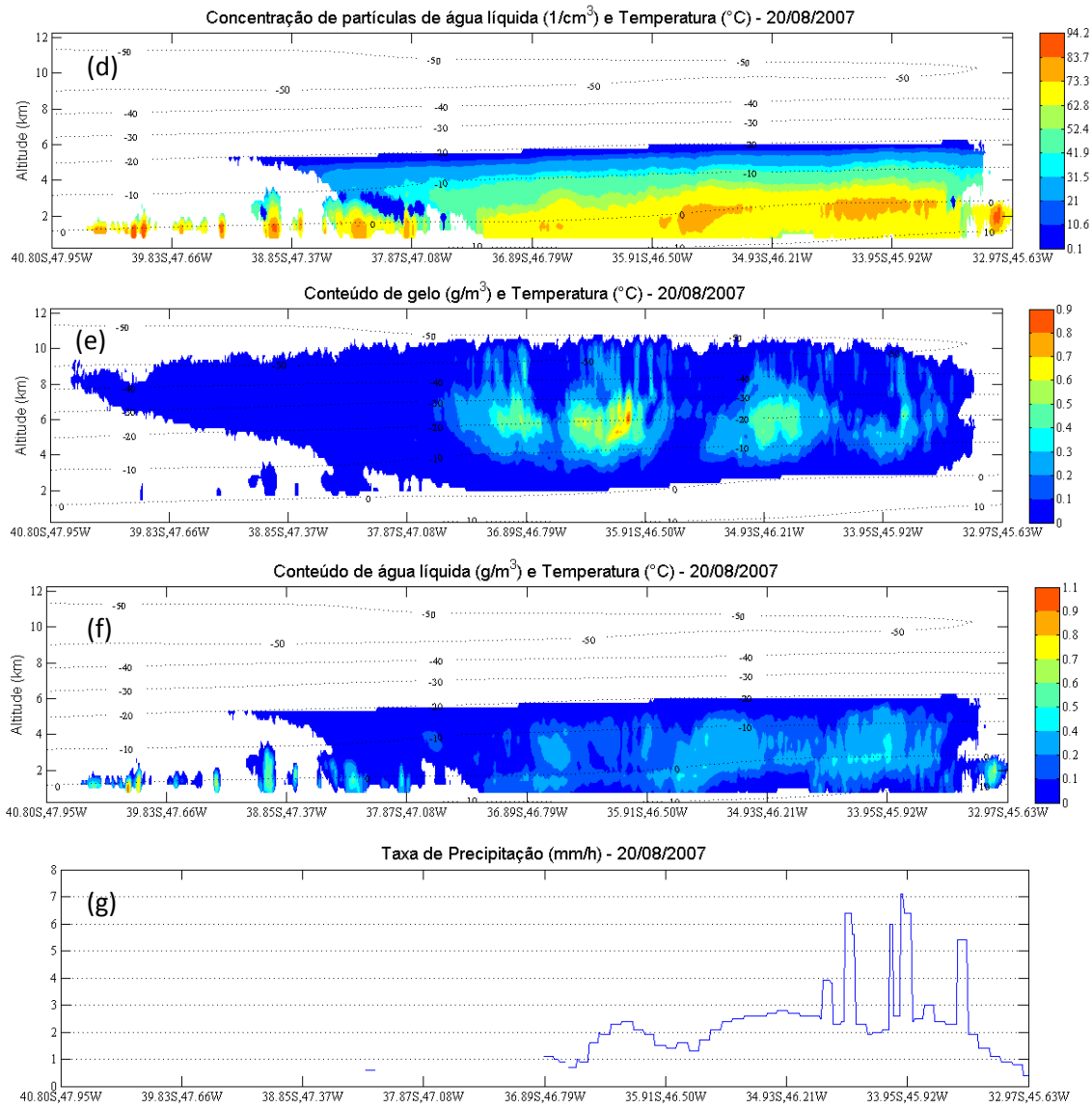
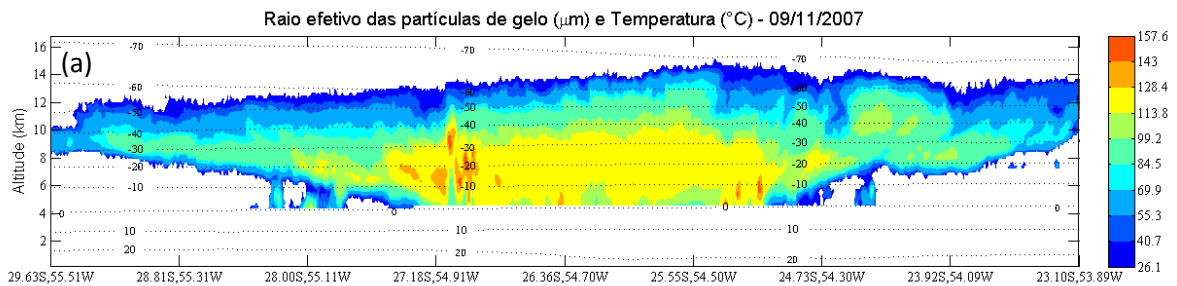
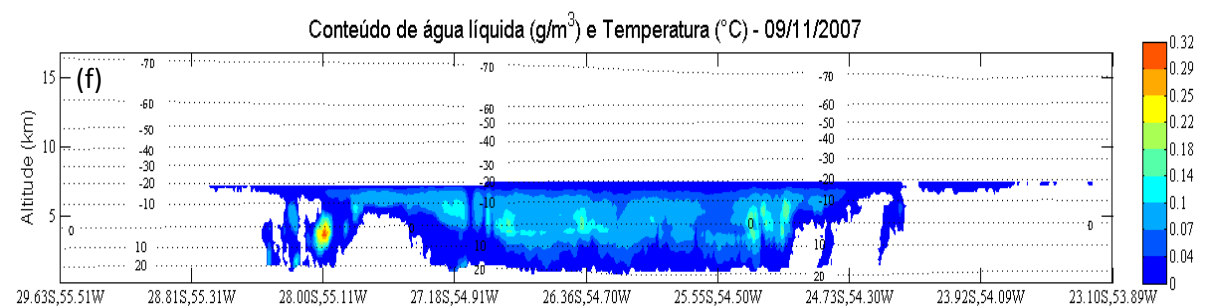
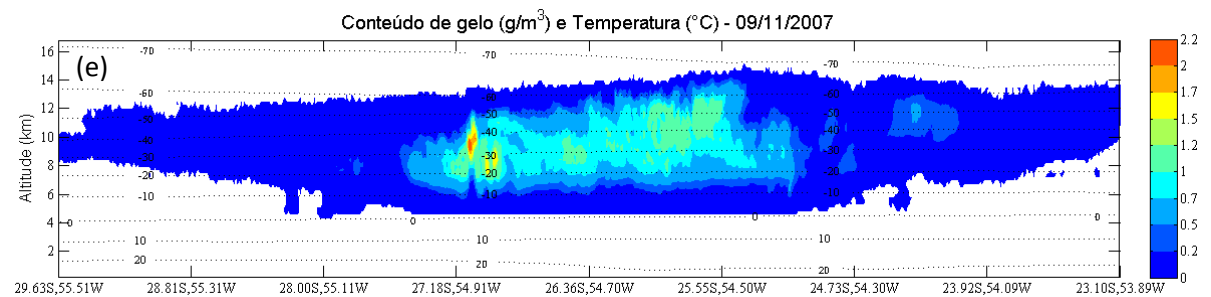
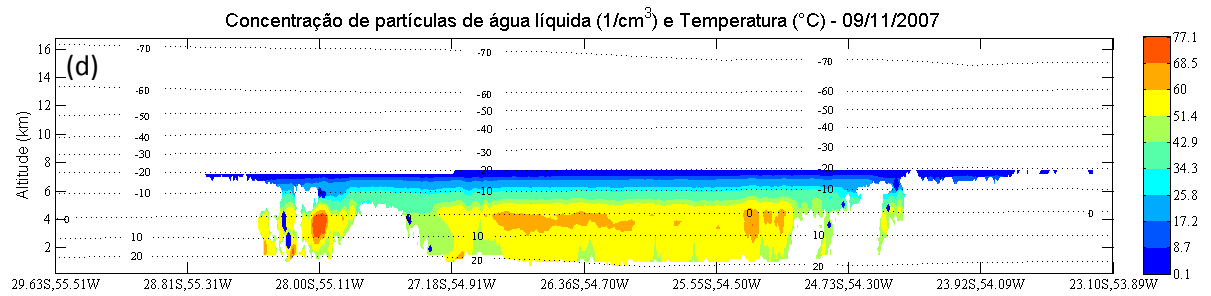
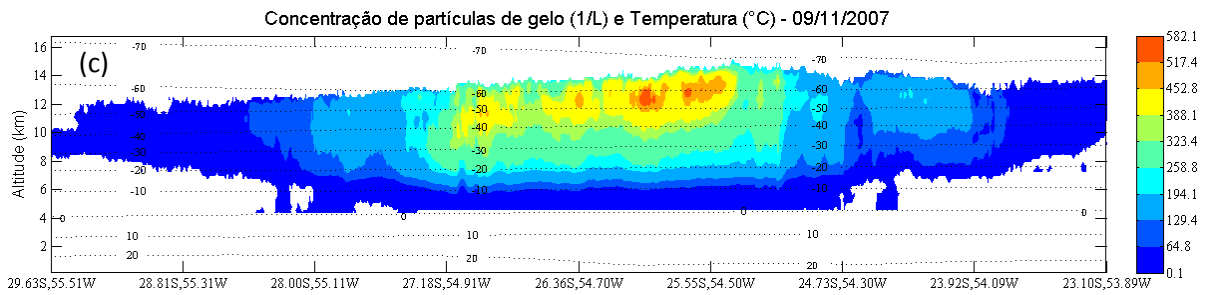
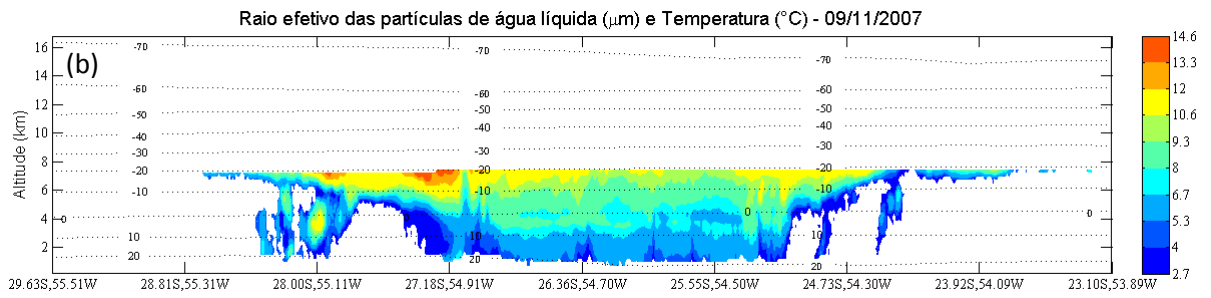


Figura 5.1: (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 1, referente ao dia 20 de agosto de 2007. (g) Taxa de precipitação estimada pelo sensor AMSR-E para a trajetória do CloudSat.





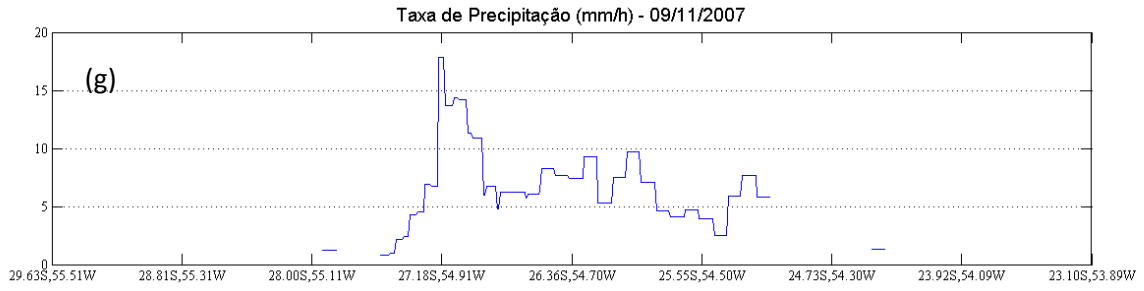
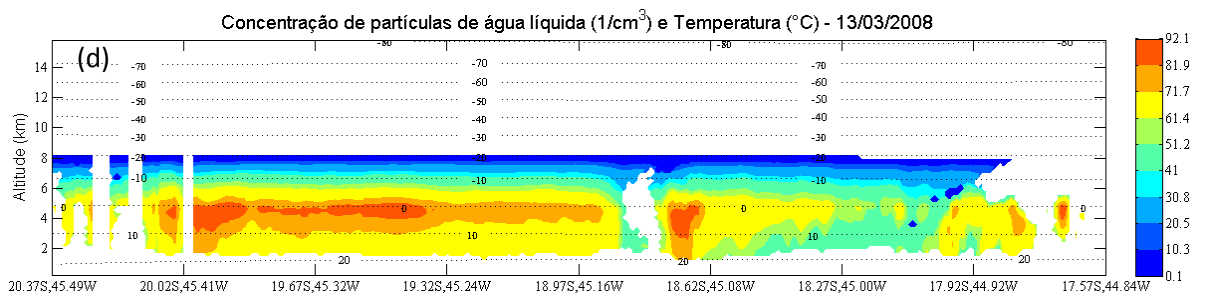
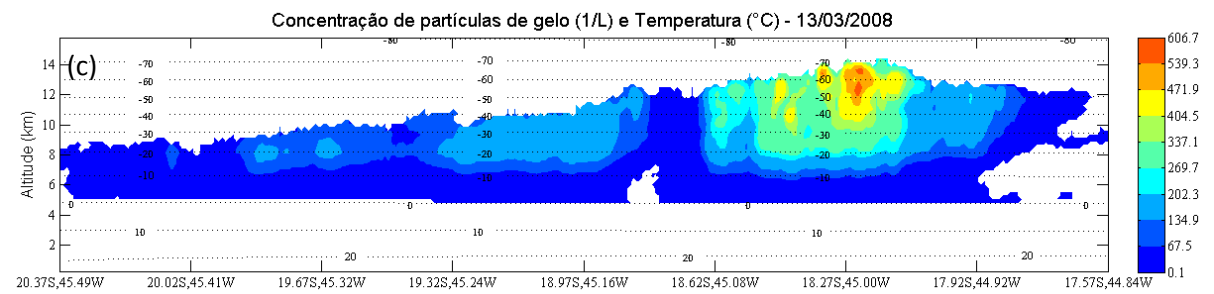
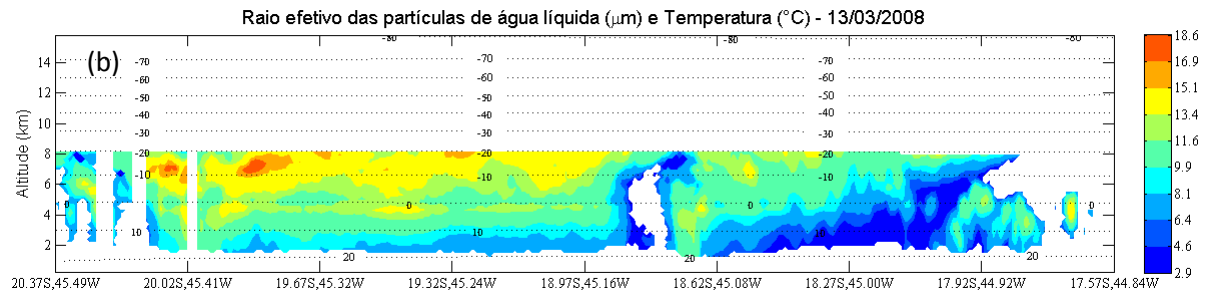
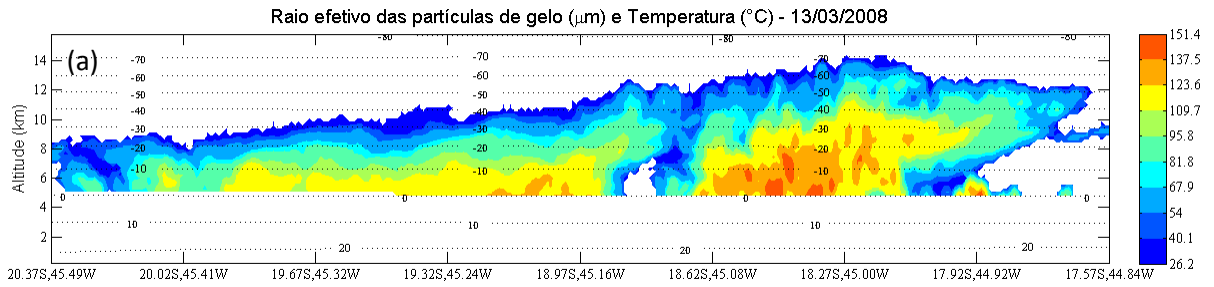


Figura 5.2: (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 2, referente ao dia 09 de novembro de 2007. (g) Taxa de precipitação estimada pelo sensor AMSR-E para a trajetória do CloudSat.



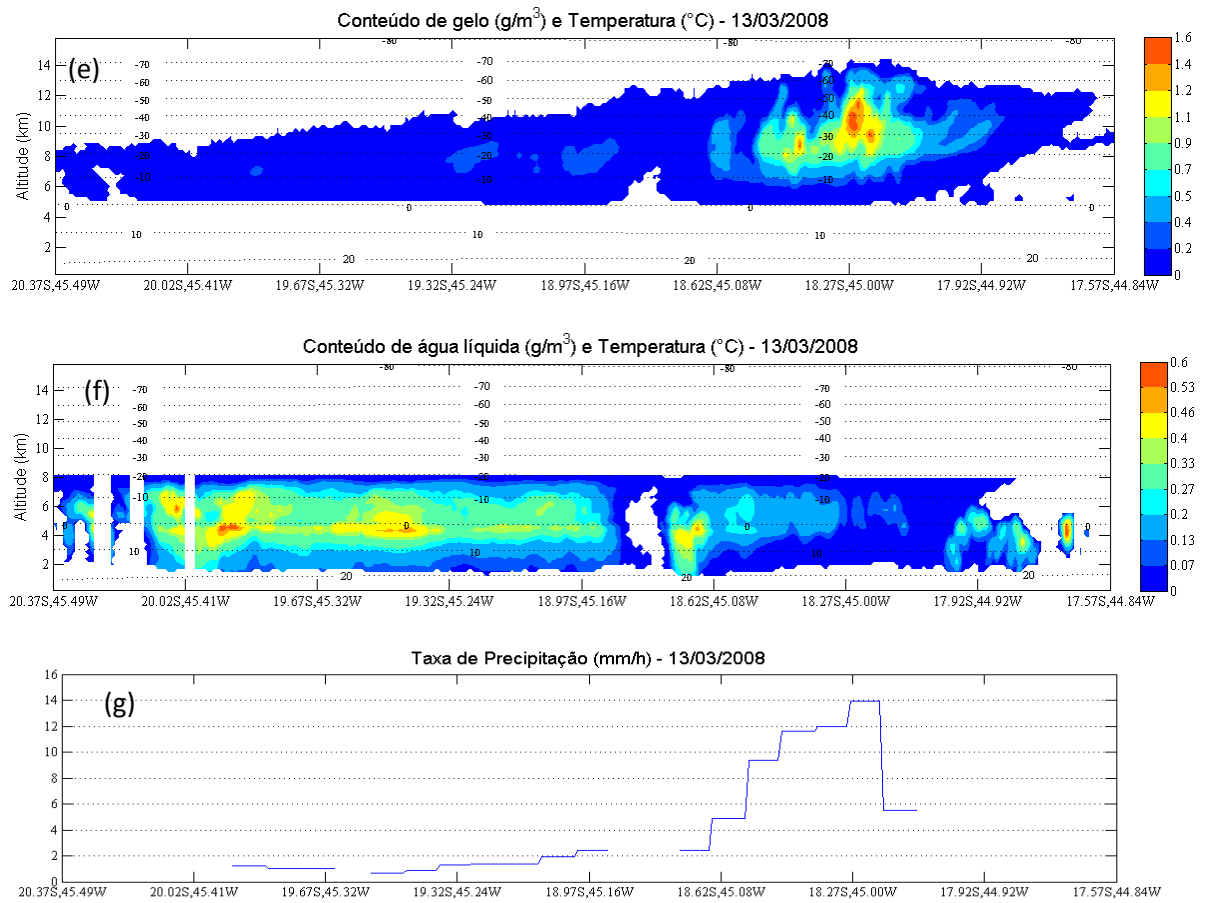
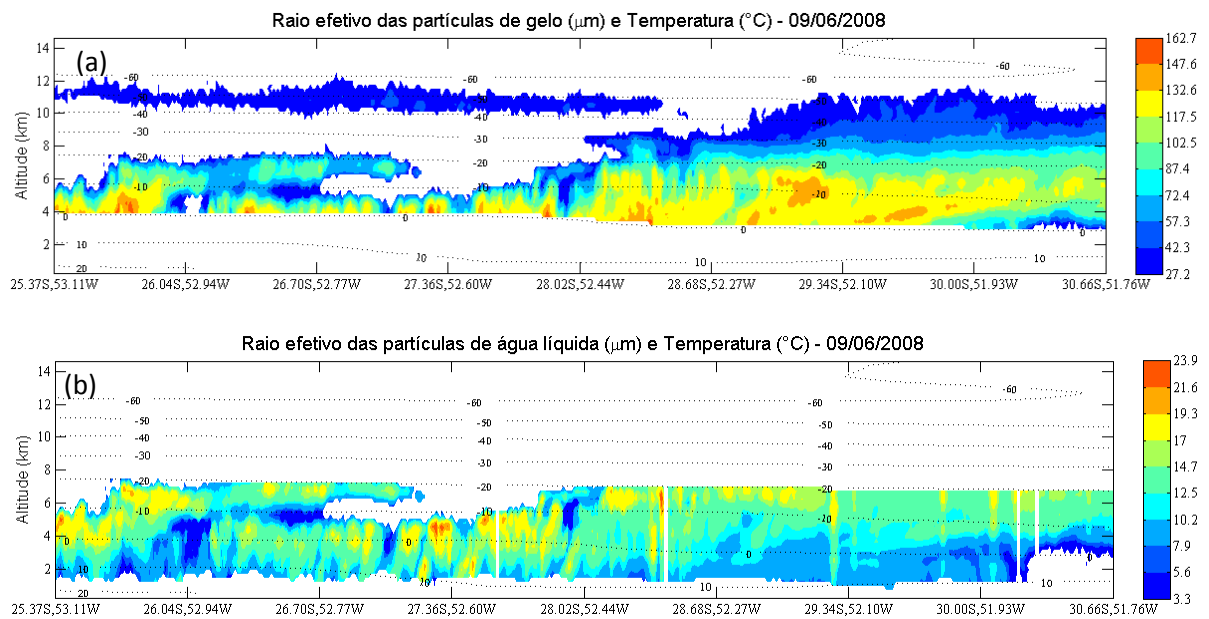


Figura 5.3: (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 3, referente ao dia 13 de março de 2008. (g) Taxa de precipitação estimada para a trajetória do CloudSat.



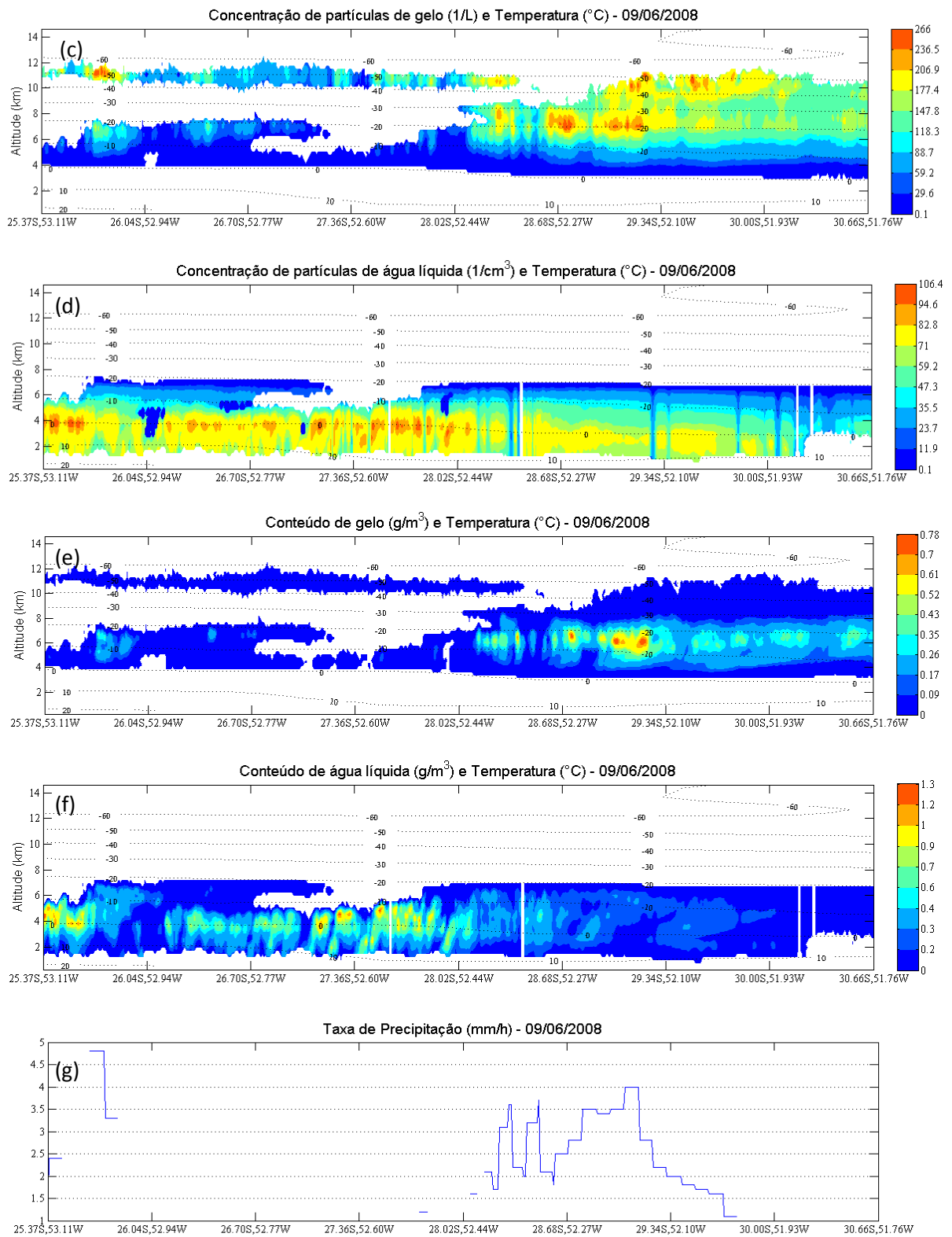
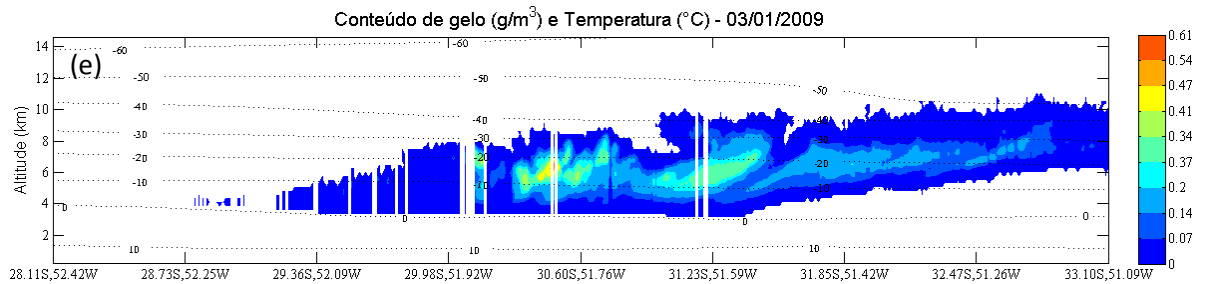
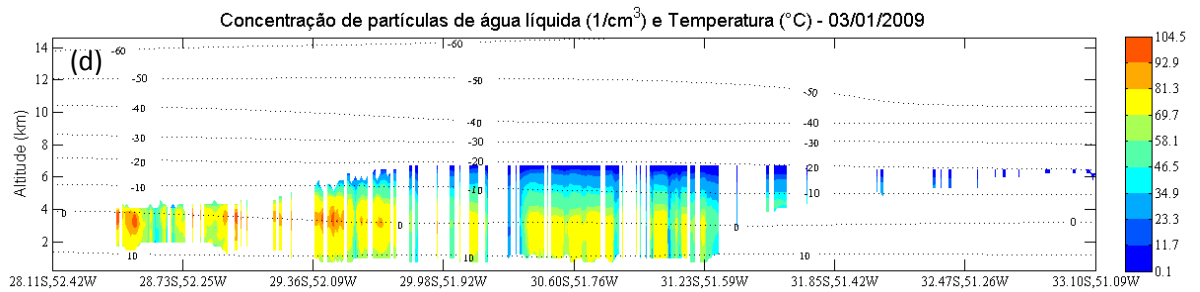
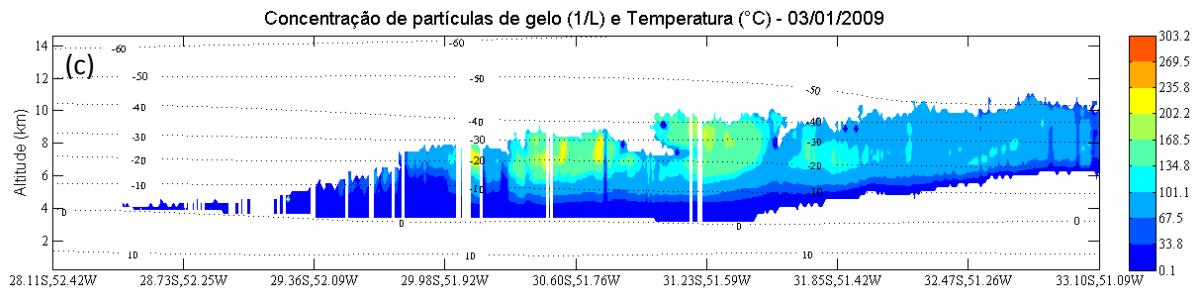
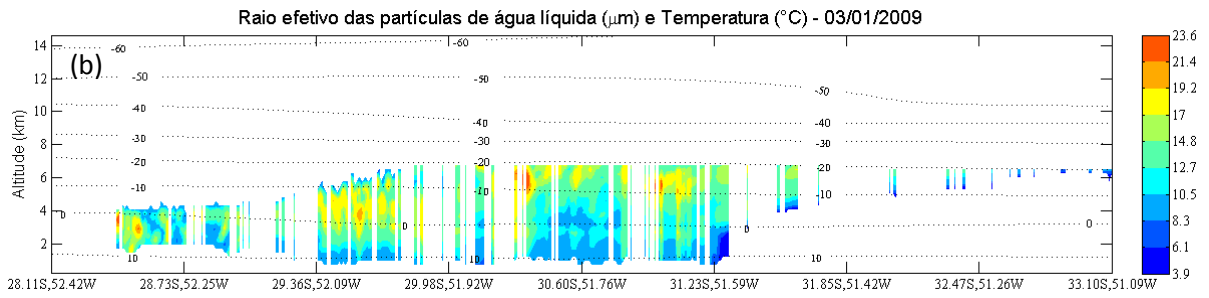
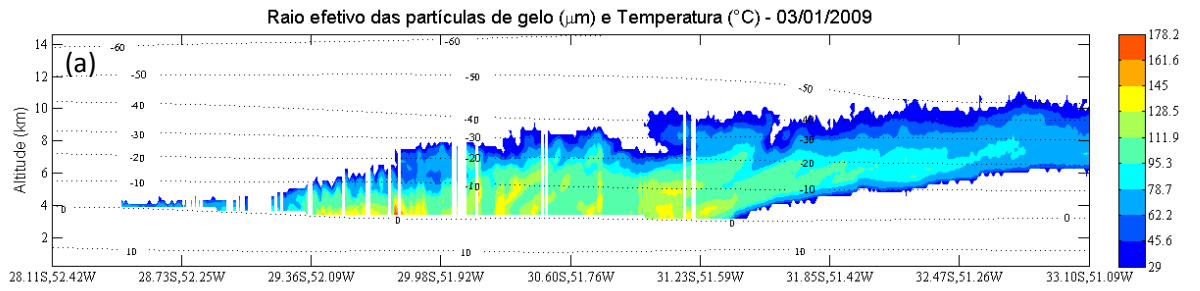


Figura 5.4: (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 4, referente ao dia 09 de junho de 2008. (g) Taxa de precipitação estimada para a trajetória do CloudSat.



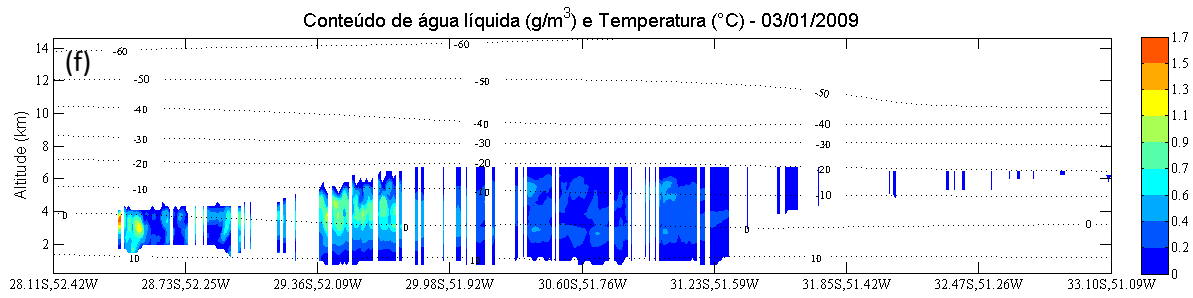
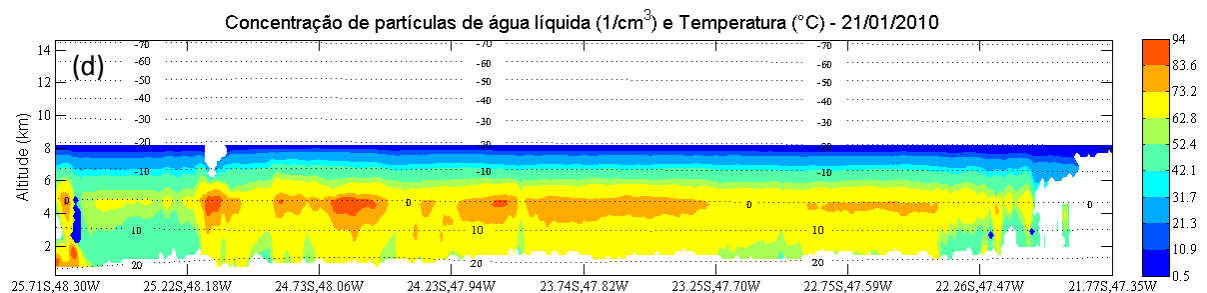
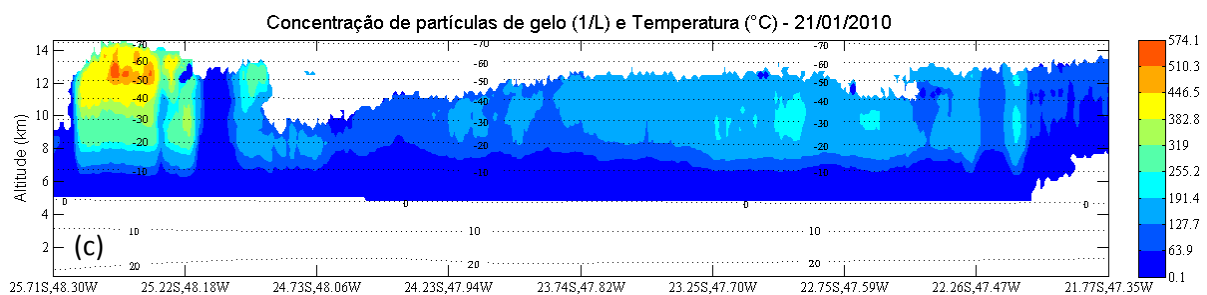
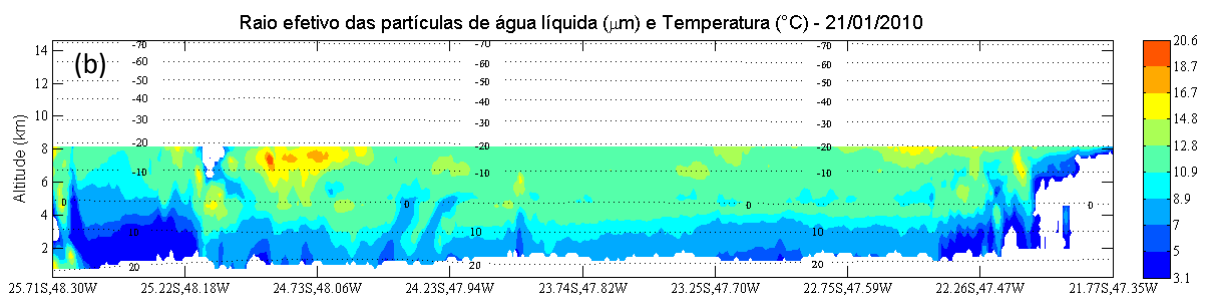
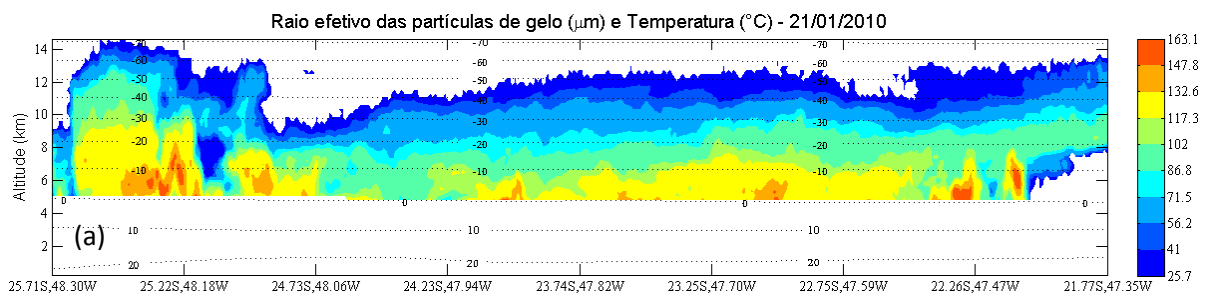


Figura 5.5: (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 5, referente ao dia 03 de janeiro de 2009. A taxa de precipitação estimada pelo AMSR-E foi nula para toda a extensão da trajetória do CloudSat.



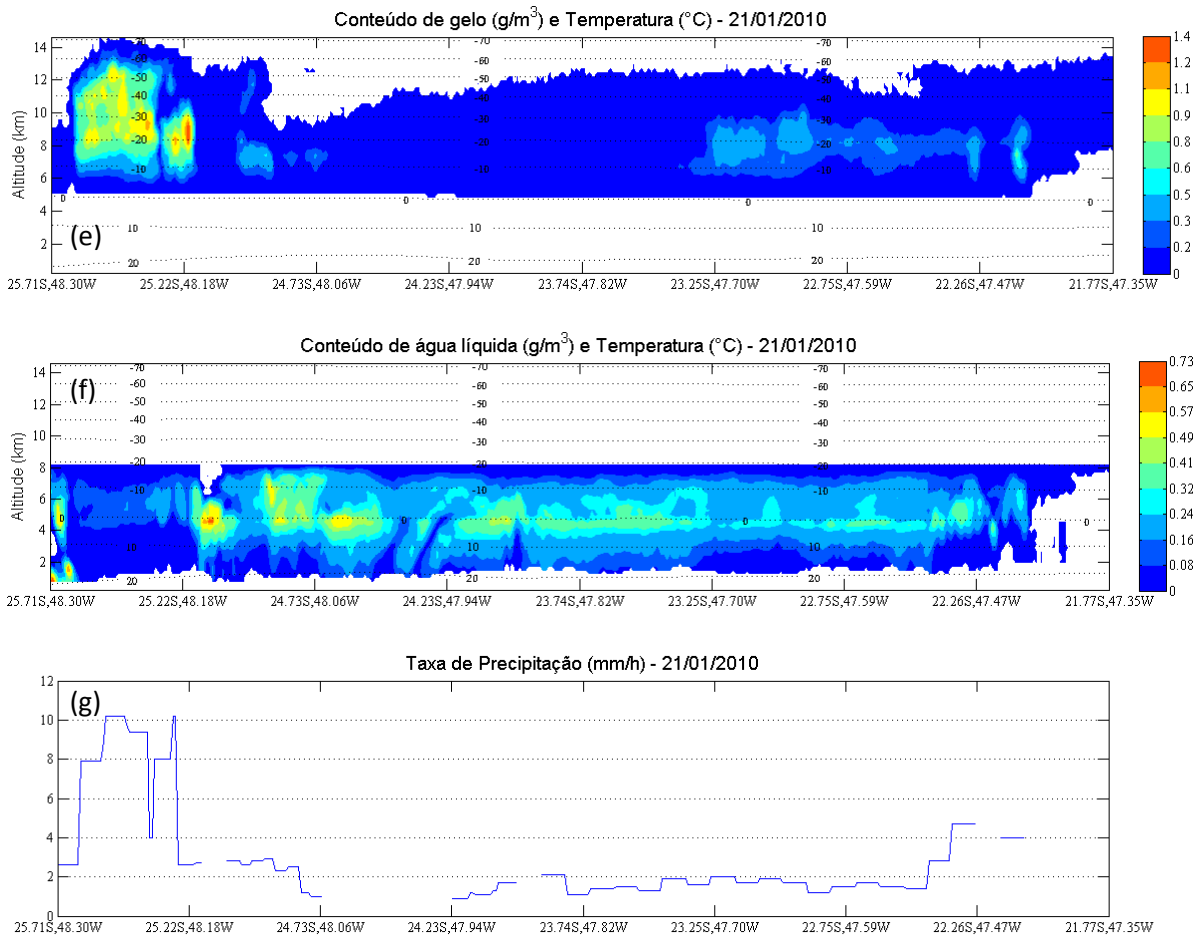
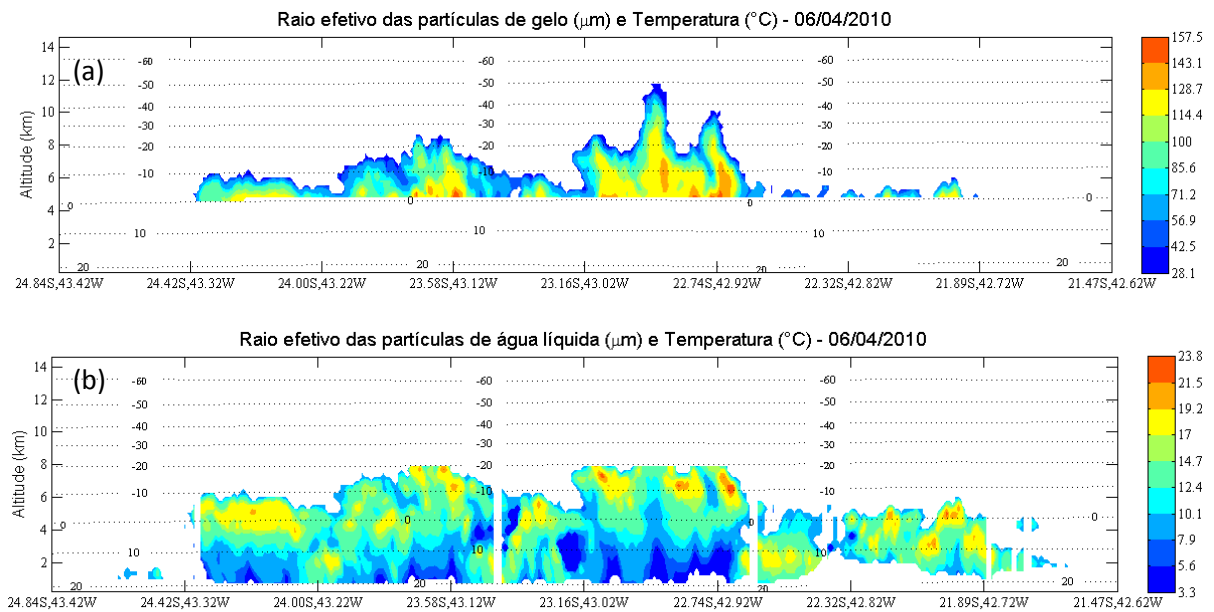


Figura 5.6: (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 6, referente ao dia 21 de janeiro de 2010. (g) Taxa de precipitação estimada para a trajetória do CloudSat.



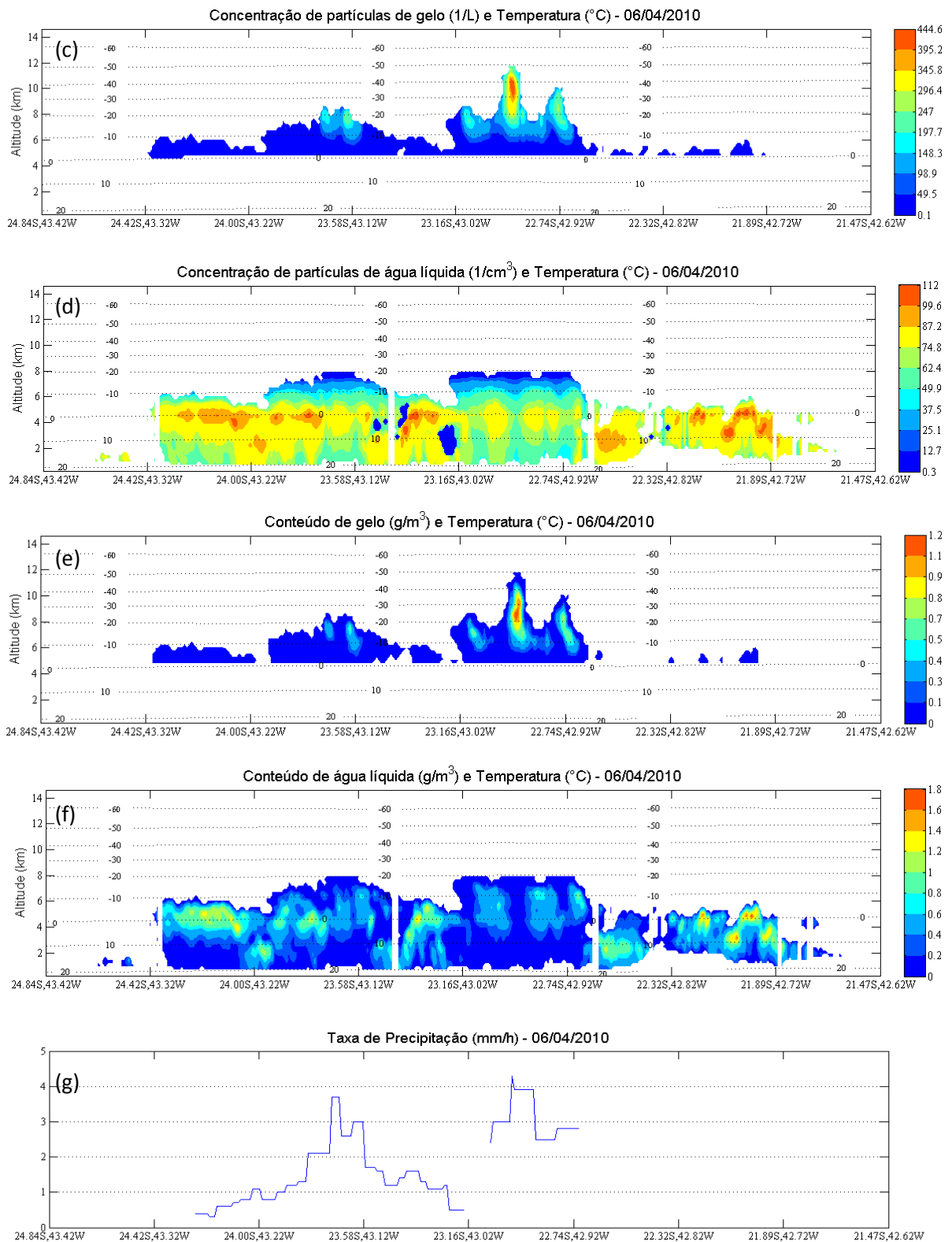


Figura 5.7: (a) até (f) Cortes verticais com as distribuições dos parâmetros microfísicos para o sistema do caso 7, referente ao dia 06 de abril de 2010. (g) Taxa de precipitação estimada para a trajetória do CloudSat.

A metodologia aplicada para estimar a precipitação, utilizando o sensor AMSR-E a bordo do satélite Aqua, não registrou nenhuma taxa para o sistema do dia 03 de janeiro de 2009 (caso 5), apesar do registro contínuo de precipitação em estações meteorológicas bem próximas à trajetória do CloudSat. Uma vez que as condições sinóticas da região favoreciam a ocorrência de precipitação em área extensa, é provável que a ausência de taxa seja devido ao fato do AMSR-E utilizar algoritmos baseados na temperatura de brilho para estimar a precipitação (Kummerow e Ferraro, 2006), desta forma dificultando a detecção de chuva estratiforme, proveniente de nuvens com topo relativamente baixo. Além disso, a resolução espacial do AMSR-E é de 5,4 km, menor em relação a do CloudSat. Os dados utilizados para este caso apresentaram muitas falhas, de modo que muitas interrupções com perfis em branco aparecem nos cortes verticais dos parâmetros microfísicos. Conforme descrito no capítulo 3, estas falhas podem estar associadas com a presença de partículas de precipitação, o que seria mais coerente com o ambiente sinótico e os dados meteorológicos de estações em terra. Apesar das falhas, é possível identificar a localização aproximada dos mínimos e máximos dos valores, possibilitando ao menos uma análise qualitativa.

De acordo com a classificação de nuvens do CloudSat, os casos 4 e 5 foram os únicos a apresentar predominância de nuvens do tipo *nimbostratus*, enquanto o caso 3 exibe uma divisão bem demarcada entre nuvens de convecção profunda, (porção direita da Figura 5.3 e altos valores de precipitação) e *nimbostratus* (porção esquerda da Figura 5.3 com baixos valores de precipitação). Os outros casos apresentaram predominância de nuvens de convecção profunda. Considerando a ausência de precipitação do caso 5 e a tendência de altas taxas ocorrerem quando a nuvem é classificada como convecção profunda, os resultados corroboram com a hipótese da dificuldade do algoritmo do AMSR-E em detectar chuva proveniente de nuvens como *nimbostratus*.

Uma vez que foram obtidos três casos com predominância de *nimbostratus*, foi possível detectar algumas características microfísicas deste tipo de formação, pelo menos quando estão associadas a sistemas que originaram eventos extremos. O que fica evidente nas Figuras 5.3 (porção esquerda do sistema), 5.4 e 5.5 é que os três parâmetros microfísicos para a água líquida apresentaram máximos relativos bem acentuados em níveis abaixo da isoterma de -20°C . Nestas regiões, os valores dos máximos de concentração de gotículas ficaram entre 90 e 100 cm^{-3} nos casos 4 e 5, e um pouco abaixo no caso 3 (entre 80 e 90 cm^{-3}). Para o conteúdo de água líquida, os máximos aproximados variaram de $0,5\text{ gm}^{-3}$ no caso 3, $1,2\text{ gm}^{-3}$ no caso 4 e $1,6\text{ gm}^{-3}$ no

caso 5. Estes dois parâmetros apresentaram seus máximos em torno da isoterma de 0°C. O raio efetivo da partícula de água líquida já mostra os máximos valores em uma faixa mais ampla, dependendo da região da nuvem. Onde nota-se que o topo da formação é mais baixo, os máximos ficaram entre 0°C e -10°C, e para nuvens com topos relativamente mais altos, os máximos se deslocam para a faixa entre -10°C e -20°C, provavelmente sob influência de correntes ascendentes um pouco mais atuantes. No caso 3, os valores dos máximos de raio efetivo chegaram até 18 µm, enquanto que nos casos 4 e 5 ficaram na faixa de 20 a 22 µm. Os parâmetros de gelo para as nuvens *nimbostratus* apresentaram baixos valores com pouca variação, principalmente a concentração de partículas e o conteúdo de gelo.

O padrão microfísico encontrado para nuvens *nimbostratus* torna-se ainda mais interessante ao considerar que o método para classificação de nuvens do produto do CloudSat não utiliza os parâmetros microfísicos para definir o tipo de nuvem. A lógica do algoritmo faz uso de informações como altura da base da nuvem, altura do topo, espessura, presença de gelo e precipitação na superfície. Ainda, o produto conta com o auxílio de um LIDAR (*Light Detection and Ranging*) instalado a bordo do satélite CALIPSO, membro da constelação A-Train que tem sua passagem apenas 15 segundos após o CloudSat.

Para incrementar a discussão acerca da estrutura microfísica e variação dos valores de cada parâmetro neste tipo de formação, a Figura 5.8 mostra como exemplo os histogramas com a quantidade de ocorrência de pequenos intervalos de valores do caso 5, onde a predominância de nuvens *nimbostratus* foi maior. São mostrados apenas os parâmetros de água líquida, mais significativos para este tipo de sistema, para os níveis padrões de 850, 700 e 500 hPa. Nestes gráficos o que se destaca é a diferença na largura do corpo principal dos espectros conforme muda o nível.

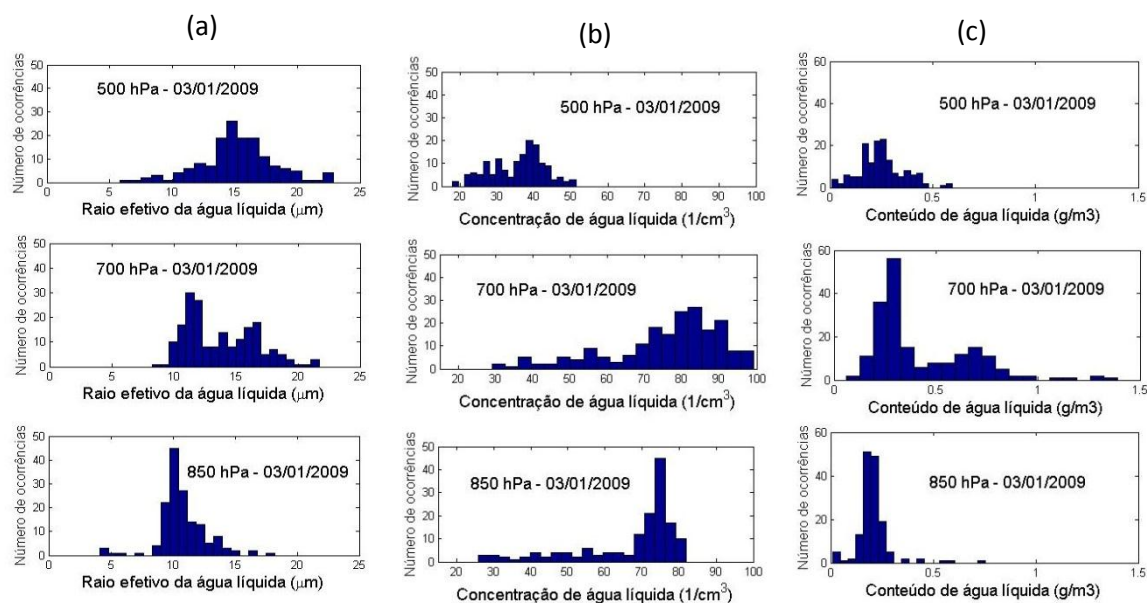


Figura 5.8: Histogramas para os níveis de 850, 700 e 500 hPa do caso 5, referente ao dia 03 de janeiro de 2009, para representar a estrutura de nuvens classificadas como *nimbostratus*. (a) Raio efetivo de partículas de água líquida, (b) Concentração de partículas de água líquida e (c) Conteúdo de água líquida.

No nível de 850 hPa muitas ocorrências concentraram-se em poucos intervalos de valores, apesar da variação total ainda ser ampla. O raio efetivo das partículas líquidas variou entre aproximadamente 4 e 18 μm , com a maior parte das ocorrências em torno de 10 μm (Figura 5.8a). A concentração de partículas líquidas ficou quase toda contida entre 70 e 80 cm^{-3} , mas foram registradas ocorrências desde 20 cm^{-3} (Figura 5.8b). O espectro de conteúdo de água líquida ficou concentrado em torno de 0,2 g m^{-3} , com poucas ocorrências fora da faixa de 0,1-0,25 g m^{-3} (Figura 5.8c).

Em 700 hPa a variação foi mais significativa, formando espectros mais largos e por vezes não havendo um intervalo preferencial de ocorrência, ao considerar os outros casos similares (não mostrados). Isto é devido a proximidade do nível de 700 hPa com a isoterma de 0°C, região de máximos dos parâmetros de água líquida neste tipo de formação. No exemplo da Figura 5.8, o raio efetivo das partículas de água líquida variou aproximadamente entre 10 e 20 μm , com picos de máxima ocorrência em torno dos valores de 12 e 17 μm (Figura 5.8a). A concentração de partículas registrou valores de 30 a 100 cm^{-3} , com preferência para a faixa entre 70 e 90 cm^{-3} (Figura 5.8b). O conteúdo de água líquida registrou ocorrências em praticamente toda a extensão do histograma, entre 0 e 1,5 g m^{-3} , com preferência para a faixa entre 0,2 e 0,3 g m^{-3} (Figura 5.8c).

Em 500 hPa houve uma redução no número de ocorrências, gerando espectros com picos mais baixos. O raio efetivo variou aproximadamente entre 6 e 23 μm , com

máximo de ocorrências no intervalo entre 14 e 17 μm (Figura 5.8a). A concentração de partículas ficou na faixa entre 20 e 50 cm^{-3} , com alguma preferência em torno do valor de 40 cm^{-3} (Figura 5.8b). O intervalo de variação do conteúdo de água líquida ficou contido entre zero e 0,5 gm^{-3} , com maioria de ocorrências entre 0,2 e 0,25 gm^{-3} (Figura 5.8c).

Esta configuração difere do que se observa para nuvens de convecção profunda, onde os parâmetros de água líquida nas partes mais baixas da nuvem não aparentam ter a mesma significância (por exemplo, Figuras 5.1 e 5.6). Na verdade, o que provavelmente acontece é que os parâmetros sofrem forte influência da presença de intensas correntes ascendentes, características da dinâmica de nuvens de grande desenvolvimento vertical (Rosenfeld, 2008; Cotton et al., 2011). Desta forma, é provável que altos valores dos parâmetros de água líquida sejam encontrados acima da isoterma de -20°C , fora da extensão proposta pelo algoritmo do CloudSat.

De um modo geral, nas nuvens de convecção profunda os núcleos de máximo de cada parâmetro de gelo ocuparam posições específicas dentro da extensão vertical da nuvem. O raio efetivo apresentou maiores valores na porção mais baixa da nuvem onde o produto é gerado (temperaturas acima de 0°C), enquanto os maiores valores de concentração de partículas de gelo localizaram-se mais próximas ao topo da nuvem, diminuindo gradativamente em direção à base. Os núcleos de máximo de conteúdo de gelo foram encontrados na região central, entre -20°C e -50°C , diminuindo tanto em direção à base como em direção ao topo. Quantitativamente, os máximos valores de raio efetivo da partícula de gelo foram encontrados na faixa entre 130 e 160 μm ; máximos de concentração de partículas de gelo ficaram entre 350 e 500 L^{-1} , aproximadamente e; máximos de conteúdo de gelo variaram entre 0,8 gm^{-3} no caso 1 e 2 gm^{-3} no caso 2. A Figura 5.9 mostra os histogramas do caso 2 como exemplo, indicando a variação dos parâmetros para todo o sistema. Neste caso, apenas os parâmetros de gelo são apresentados.

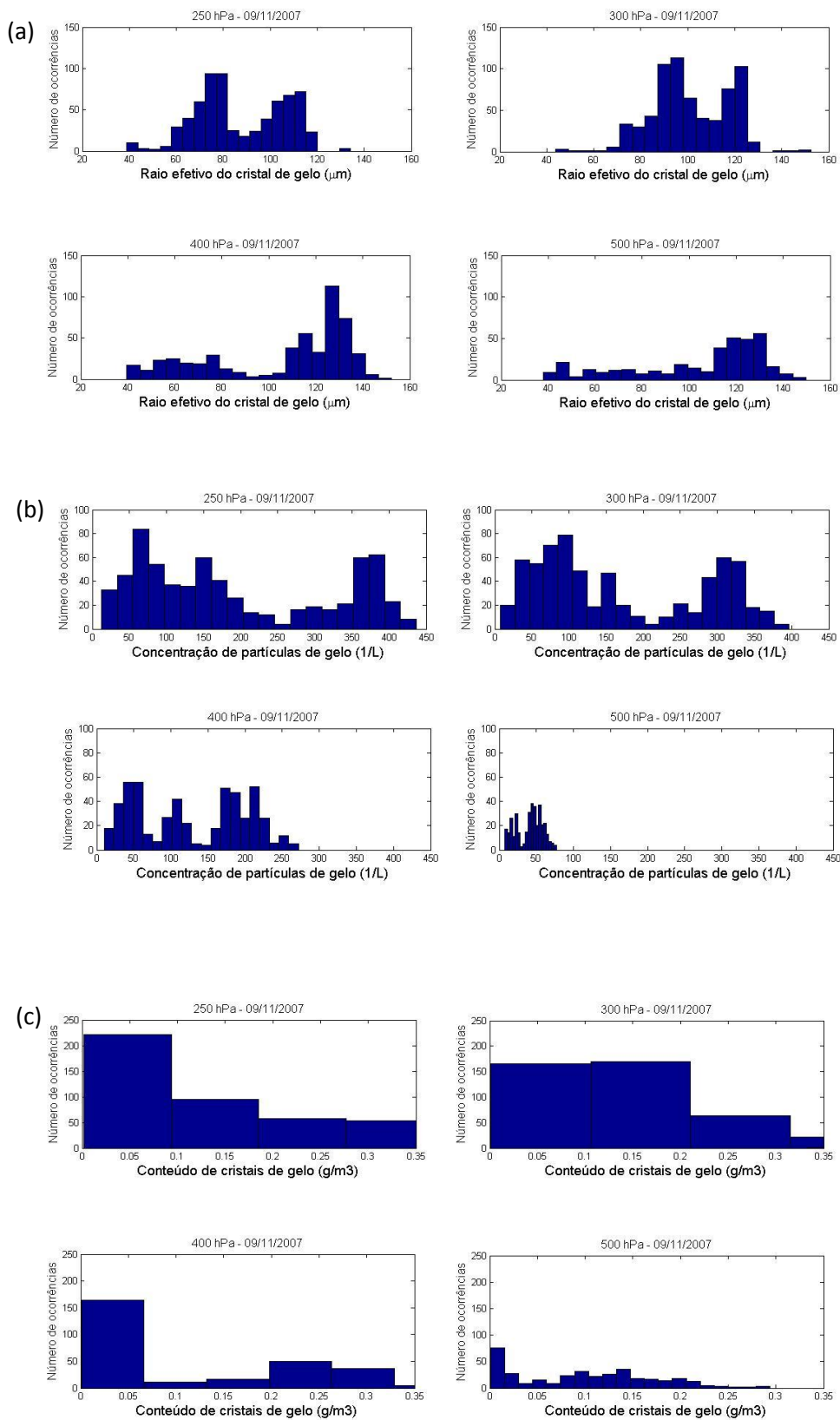


Figura 5.9: Histogramas para os níveis de 500, 400, 300 e 250 hPa do caso 2, referente ao dia 09 de novembro de 2007, para representar a estrutura de nuvens de convecção profunda. (a) Raio efetivo de partículas de água líquida, (b) Concentração de partículas de água líquida e (c) Conteúdo de água líquida.

O nível de 500 hPa encontrava-se próximo da isoterma de 0°C, de modo que o número de ocorrências foi menor do que nos níveis acima, uma vez que os parâmetros de gelo são considerados apenas a temperaturas iguais ou abaixo de 0°C. Raio efetivo e conteúdo de gelo apresentaram espectros largos, com ampla variação de valores e pequena preferência para raios entre 110 e 130 μm (Figura 5.9a) e para conteúdos mínimos de gelo, com valores menores do que 0,02 gm^{-3} (Figura 5.9c). A concentração de partículas de gelo exibiu tendência contrária, sendo o mais estreito dos espectros deste parâmetro, ficando na faixa entre um pouco acima de zero até aproximadamente 75 L^{-1} (Figura 5.9b).

Em 400 hPa, o raio efetivo da partícula de gelo variou entre 40 e 140 μm , sendo a maior parte das ocorrências entre 125 e 135 μm (Figura 5.9a). O conteúdo de gelo variou entre todo o intervalo do gráfico (0 a 0,35 gm^{-3}), mas a preferência ficou para valores inferiores a 0,05 gm^{-3} (Figura 5.9c). A concentração de partículas de gelo não apresentou uma faixa preferencial de ocorrência, exibindo uma série de picos de máximo entre aproximadamente 10 e 250 L^{-1} (Figura 5.9b).

No nível de 300 hPa, raio efetivo e concentração de partículas de gelo apresentaram claramente um aspecto bimodal no histograma, sugerindo nuvens em estágios diferentes de desenvolvimento. O primeiro máximo de raio efetivo ficou entre 90 e 100 μm e o segundo entre 115 e 125 μm (Figura 5.9a). A primeira região preferencial do espectro de concentração de partículas de gelo ficou contida no extenso intervalo entre 25 e 120 L^{-1} , enquanto o segundo concentrou-se aproximadamente entre 280 e 340 L^{-1} (Figura 5.9b). Um terceiro máximo pode ser considerado em torno de 150 L^{-1} , mas aparentemente ainda faz parte da curva descendente da primeira região. O conteúdo de gelo variou novamente por toda a extensão do histograma, com máxima ocorrência abaixo de 0,2 gm^{-3} (Figura 5.9c).

A análise do nível de 250 hPa é parecida com a de 300 hPa, exceto que o terceiro máximo do espectro de concentração de partículas de gelo aparece de forma mais destacada, perdendo o aspecto bimodal da distribuição (Figura 5.9b). Comparando ainda com o nível de 300 hPa, os valores aparecem de um modo geral deslocados para a esquerda do gráfico, em direção a menores tamanhos, concentrações e menos conteúdo, mantendo porém a forma da distribuição. A exceção fica para o máximo mais alto de concentração de partículas de gelo, que ficou na faixa entre 350 e 400 gm^{-3} , valores aproximadamente 50 gm^{-3} mais altos do que o último máximo do nível de 300 hPa. Isto

pode ser visto também na Figura 5.2c, onde se observa uma região do sistema com altos valores de concentração bem próximo ao topo da nuvem.

Tendo em vista o objetivo principal deste trabalho, deve-se ressaltar o que se observa de comum nas posições onde ocorrem os picos máximos de precipitação, quase sempre associados com nuvens de grande desenvolvimento vertical. Em primeiro lugar, nota-se a importância da presença de partículas de gelo para estabelecer o local preferencial das maiores taxas. Em todos os casos, observam-se máximos relativos ou absolutos dos parâmetros de gelo nas regiões das nuvens correspondentes com as posições dos picos de precipitação em superfície. Para o raio efetivo e o conteúdo de gelo, é mais evidente que os maiores valores coincidem com o local dos picos, enquanto que para a concentração de gelo a maior correlação parece estar nos máximos relativos. Outra posição aparentemente favorável a grandes taxas é onde se observa a ocorrência simultânea de máximos dos parâmetros tanto de gelo como de água líquida. No caso 2, por exemplo, os maiores valores de raio efetivo das gotículas estão na mesma porção do sistema onde se encontram os máximos de raio efetivo das partículas de gelo (Figura 5.2a e 5.2b). Ainda que pouco expressivos, máximos relativos de concentração de gotículas e conteúdo de água líquida também podem ser observados. Entre todos os sete casos, este foi o que registrou a maior taxa de precipitação, chegando a um pico de aproximadamente 18 mm/h (Figura 5.2g). No caso 1 podem-se observar as mesmas características, porém com menor distinção (Figura 5.1). Para reforçar a ideia de máximos simultâneos de água líquida e gelo, no caso 1 também se notam regiões de altos valores dos parâmetros de gelo, porém não correspondidos por máximos nos parâmetros de água líquida, de modo que foram estimadas taxas de precipitação mais baixas ou mesmo nulas em tais locais.

Outra característica observada que deve ser chamada a atenção são os valores relativamente baixos de conteúdo de água líquida dos resultados do CloudSat. Os máximos encontrados ficaram entre 1,5 e 1,6 gm^{-3} para as nuvens classificadas como *nimbostratus*. As nuvens cumuliformes de grande desenvolvimento, que de acordo com trabalhos anteriores poderiam atingir valores duas vezes mais altos, não chegaram sequer a 1 gm^{-3} de valor máximo, considerando toda a extensão da nuvem (Figuras 5.1 a 5.7). O motivo para tal discrepância ainda está para ser pesquisado em próximos trabalhos utilizando dados do produto 2B-CWC-RVOD do CloudSat, podendo estar relacionado com o estágio de desenvolvimento da nuvem.

5.2. Perfis verticais da localização de maior taxa de precipitação

Na seção anterior foram vistos os aspectos gerais de todo o sistema interceptado pelo CloudSat, através da estrutura microfísica observada nos cortes verticais. Porém, uma vez que tais sistemas consistem de aglomerados de nuvens em estágios diferentes de desenvolvimento ou com diferentes características, a ocorrência de um evento meteorológico extremo não está associada com toda a extensão horizontal dos sistemas, que em um dos casos ultrapassa até 900 km. Assim, para melhor detalhar a estrutura de nuvens que podem ocasionar eventos extremos nas regiões sul e sudeste do Brasil, atendendo a principal proposta deste trabalho, foram elaborados gráficos mostrando o perfil vertical de cada parâmetro para a localização onde foram estimadas as maiores taxas de precipitação em cada caso. Os resultados estão inseridos nas Figuras 5.10, para a água líquida e 5.11, para o gelo. Naturalmente, o caso 5 não está incluído nesta análise devido a ausência de registro de precipitação no produto do CloudSat.

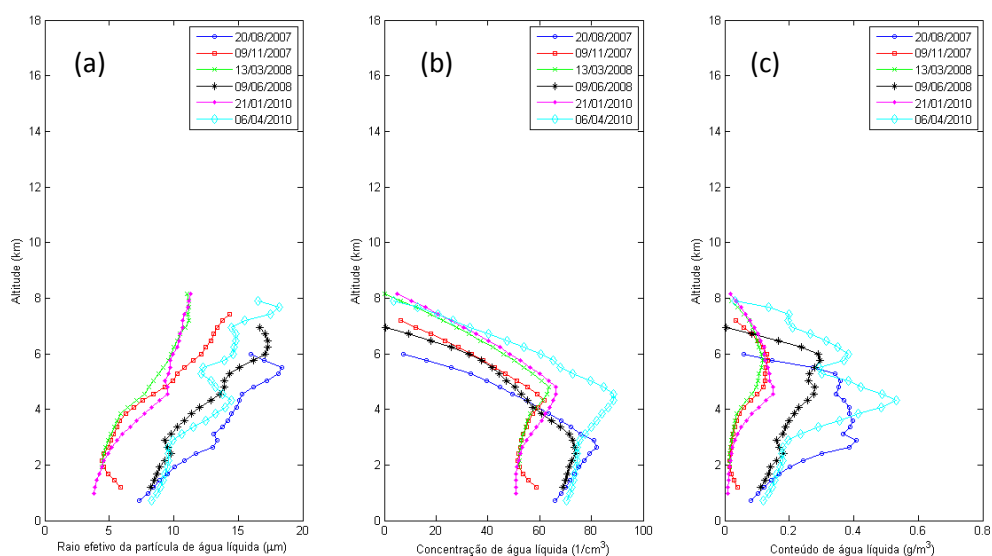


Figura 5.10: Perfis verticais de cada parâmetro para a localização onde foi estimado o maior pico de taxa de precipitação na trajetória no CloudSat. (a) Raio efetivo da partícula de água líquida, (b) concentração de partículas de água líquida e (c) conteúdo de água líquida.

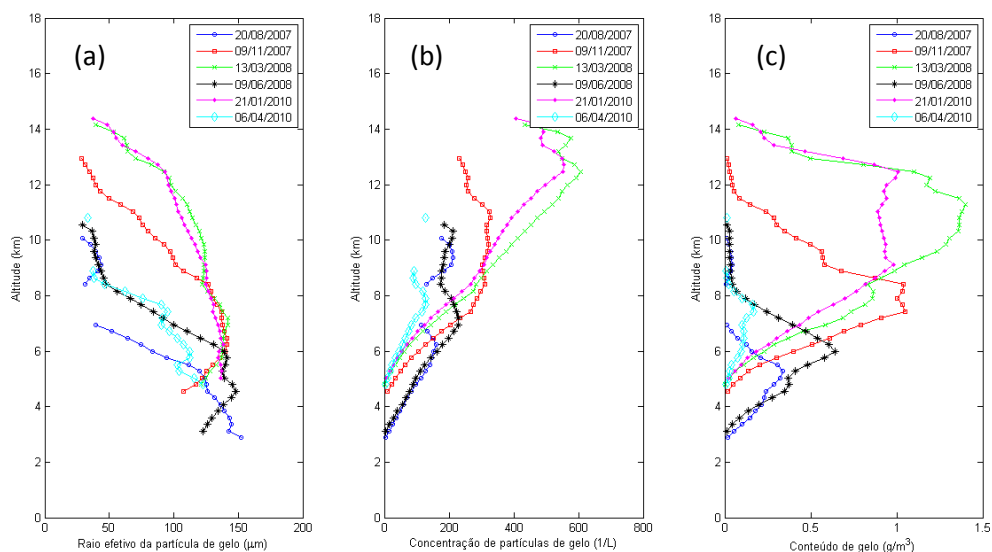


Figura 5.11: Perfis verticais de cada parâmetro para a localização onde foi registrado o maior pico de taxa de precipitação na trajetória no CloudSat. (a) Raio efetivo da partícula de gelo, (b) concentração de partículas de gelo e (c) conteúdo de gelo.

Antes de interpretar as Figuras 5.10 e 5.11, vale ressaltar o valor aproximado das taxas de precipitação nas posições do maior pico observado nos gráficos (g) das Figuras 5.1 a 5.7. Os valores estão dispostos na Tabela 5.1.

Tabela 5.1: Valor aproximado das taxas máximas de precipitação de cada caso estudado.

Caso	Máximo da taxa de precipitação (mm/h)
1 – 20/08/2007	7
2 – 09/11/2007	18
3 – 13/03/2008	14
4 – 09/06/2008	4
6 – 21/01/2010	10
7 – 06/04/2010	4

Voltando aos perfis verticais, é possível perceber uma clara distinção de dois grupos, um formado pelos casos 2 (09/11/2007), 3 (13/03/2008) e 6 (21/01/2010), e outro formado pelos casos 1 (20/08/2007), 4 (09/06/2008) e 7 (06/04/2010). Considerando agora os dados da Tabela 5.1, pode-se verificar que essa separação coincide os valores mais altos e mais baixos de precipitação. O primeiro grupo, daqui por diante chamado de Grupo A, consiste nos casos onde foram estimadas as maiores taxas dentre os casos (10, 14 e 18 mm/h) e topos mais altos, enquanto que o outro,

Grupo B, consiste nos casos com as menores taxas (4, 4 e 7 mm/h) e topos mais baixos. A partir desta constatação, podem-se analisar separadamente as características de cada grupo, abordagem que será adotada em seguida, porém sem deixar de destacar aspectos comuns a todos os casos.

O que se pode notar com facilidade é que os casos do Grupo A têm os valores mais baixos para os parâmetros de água líquida e mais altos para os parâmetros de gelo em relação ao Grupo B. Isto sugere a influência de correntes ascendentes em diminuir a quantidade de partículas líquidas nos níveis próximos a base da nuvem (concentração e massa), assim como o tamanho das que se mantêm ativas. O caso 2, evento que registrou a maior taxa de precipitação, exibe até um pronunciado mínimo em todos os três parâmetros para a água líquida em torno de 2 km de altura. Da mesma forma, os altos valores de raio efetivo, concentração e conteúdo de gelo em níveis mais altos destacam a importância dos processos microfísicos de gelo em gerar altas taxas de precipitação.

Para o raio efetivo de partículas de água líquida (Figura 5.10a), os perfis do Grupo A e do Grupo B apresentam o mesmo padrão, apenas deslocados no eixo das abscissas, com os casos do Grupo A indicando menores valores de raio efetivo em relação aos do Grupo B. As partículas aumentam de tamanho com a altura e nos últimos quilômetros apresentam ligeira tendência de estabilização. O raio efetivo da partícula de gelo (Figura 5.11a) de ambos os grupos misturam-se nos primeiros níveis, porém o Grupo B apresenta queda mais acentuada a partir de 6 km, enquanto o Grupo A segue tendência de diminuição mais suave. A concentração de partículas de água líquida (Figura 5.10b) dos casos do Grupo B inicia a curva com aproximadamente 70 cm^{-3} na base da nuvem e aumenta com a altura até um ponto crítico (3 km para os casos 1 e 4; 4,5 km para o caso 7), quando o valor decresce rapidamente. Os casos do Grupo A iniciam o perfil em torno de 50 cm^{-3} (exceto pelo caso 2 que, devido ao mínimo em torno de 2 km, registrou 60 cm^{-3} na base da nuvem) até misturar-se com as curvas do Grupo B na altura entre 4,5 e 5 km. Os Grupos A e B apresentaram perfis com padrão parecido para a concentração de partículas de gelo no ponto onde a precipitação foi máxima (Figura 5.11b): tendência linear até a estabilização em torno de 7 km para o Grupo B e em torno de 12 km para o Grupo A (exceto pelo caso 2, que apresenta características intermediárias). As curvas de conteúdo de água líquida (Figura 5.10c) do Grupo A têm tendência de estabilidade até 3 km de altura, mostrando tendência de aumento até atingirem um máximo de aproximadamente $0,17 \text{ gm}^{-3}$ em torno de 5 km

de altura, e depois decrescem aos mesmos valores da base da nuvem. O Grupo B apresentou padrão menos uniforme entre os casos, de modo que a única característica em comum é o decréscimo acentuado após uma altura crítica (Figura 5.10c). O padrão de perfil do conteúdo de gelo foi praticamente o mesmo para os dois grupos (Figura 5.11c): aumento do valor com a altura até um nível em que há estabilização e posterior decréscimo (Grupo A) ou decréscimo imediato após o nível crítico (Grupo B). A localização deste nível variou consideravelmente entre os casos, tal que o fator que diferencia os dois grupos é o valor de conteúdo de gelo atingido. No Grupo A os valores ultrapassam 1 gm^{-3} , enquanto os máximos do Grupo B encontram-se abaixo de $0,6 \text{ gm}^{-3}$.

Para finalizar a análise da estrutura microfísica dos sistemas selecionados, dois casos merecem ainda uma discussão em especial. O primeiro é o caso 1 e o fato deste ter sido o único evento ocorrido sobre o oceano. De acordo com referências incluídas na revisão bibliográfica, a baixa disponibilidade de núcleos de condensação sobre superfícies marítimas implica em formação de gotículas de tamanho maior, por haver menos “disputa” entre os embriões pelos aerossóis. Ao comparar os valores de raio efetivo de água líquida na Figura 5.10a, nota-se que o caso 1 é o que apresenta os maiores valores. Isto é um indício de que o resultado é coerente com a teoria descrita acima, no entanto, para averiguar esta característica corretamente, nuvens com mesmo valor de conteúdo de água líquida devem ser comparadas.

O outro destaque é para o caso 7, que também apresentou características únicas, tanto nos cortes verticais como nos perfis do ponto de máxima precipitação, comparando com os outros casos do Grupo 2. Nos cortes verticais, é possível notar que os topos das nuvens são mais baixos e irregulares em relação aos outros seis casos. Protuberâncias podem ser observadas, e estas podem estar associadas com correntes verticais intensas localizadas, o que seria coerente com a classificação de nuvem de convecção profunda dada pelo produto do CloudSat, apesar dos topos baixos. No entanto, características de nuvem estratiforme, como *nimbostratus*, também estão presentes, que são os altos valores dos parâmetros microfísicos para a água líquida em níveis baixos, da mesma forma que nos casos 4 e 5, já discutidos neste capítulo. Ainda contribui para as características de nuvem *nimbostratus* o baixo valor de taxa de precipitação instantânea detectado pelo AMSR-E e pelos dados do órgão da Prefeitura do Rio de Janeiro, coerente com o caráter moderado e contínuo típico da precipitação deste tipo de formação. Em relação aos perfis no ponto de máxima precipitação, nota-se que os parâmetros de gelo apresentam valores quase sempre menores do que os outros

casos do Grupo B, devido ao topo mais baixo das nuvens. Para a água líquida, além do que já foi mencionado na análise dos perfis, os parâmetros de raio efetivo e conteúdo de água exibem maior variabilidade, alternando entre máximos e mínimos ao longo do perfil.

5.3. Funções paramétricas

Para completar a análise das características microfísicas dos eventos extremos selecionados, foram ajustadas funções para representar as curvas dos perfis verticais de cada parâmetro em cada grupo proposto na seção anterior, como uma forma simples de parametrizar as variáveis na região de máxima precipitação tendo a altura como variável independente. As funções são polinômios de grau n , geradas automaticamente por *software*, conforme o grau selecionado. Desta forma, a escolha do melhor ajuste foi realizada visualmente após tentativas com diferentes valores para n . As Figuras 5.12 e 5.13 mostram os ajustes juntamente com os perfis de cada caso para cada grupo. Os eixos dos gráficos foram invertidos em relação às Figuras 5.10 e 5.11 para possibilitar a geração das funções por parte do *software*, de modo que a altura aparece no eixo horizontal e cresce para a direita. As equações definidas para as funções estão dispostas na Tabela 5.2.

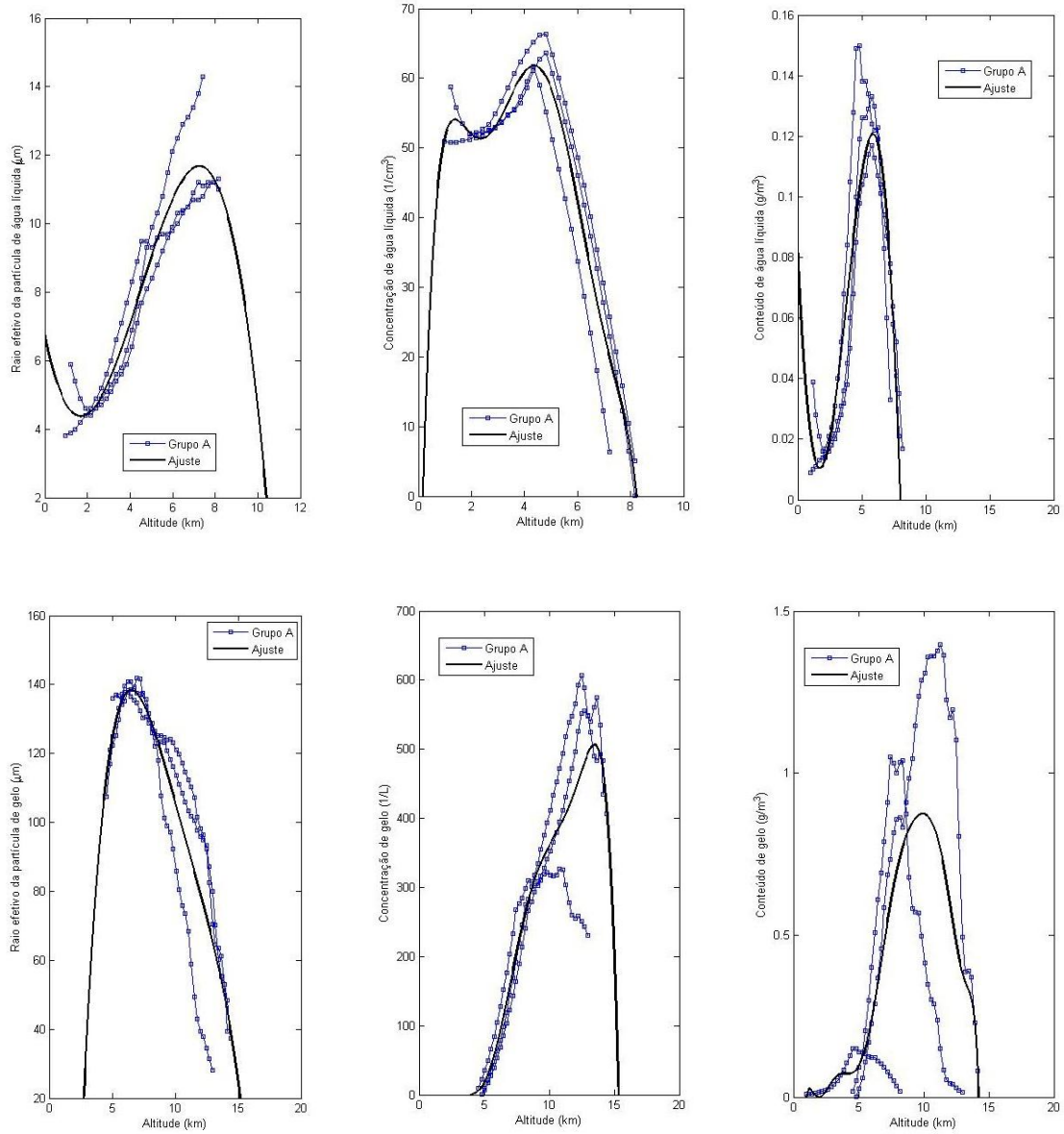


Figura 5.12: Ajustes paramétricos dos parâmetros do Grupo A – maiores taxas de precipitação.

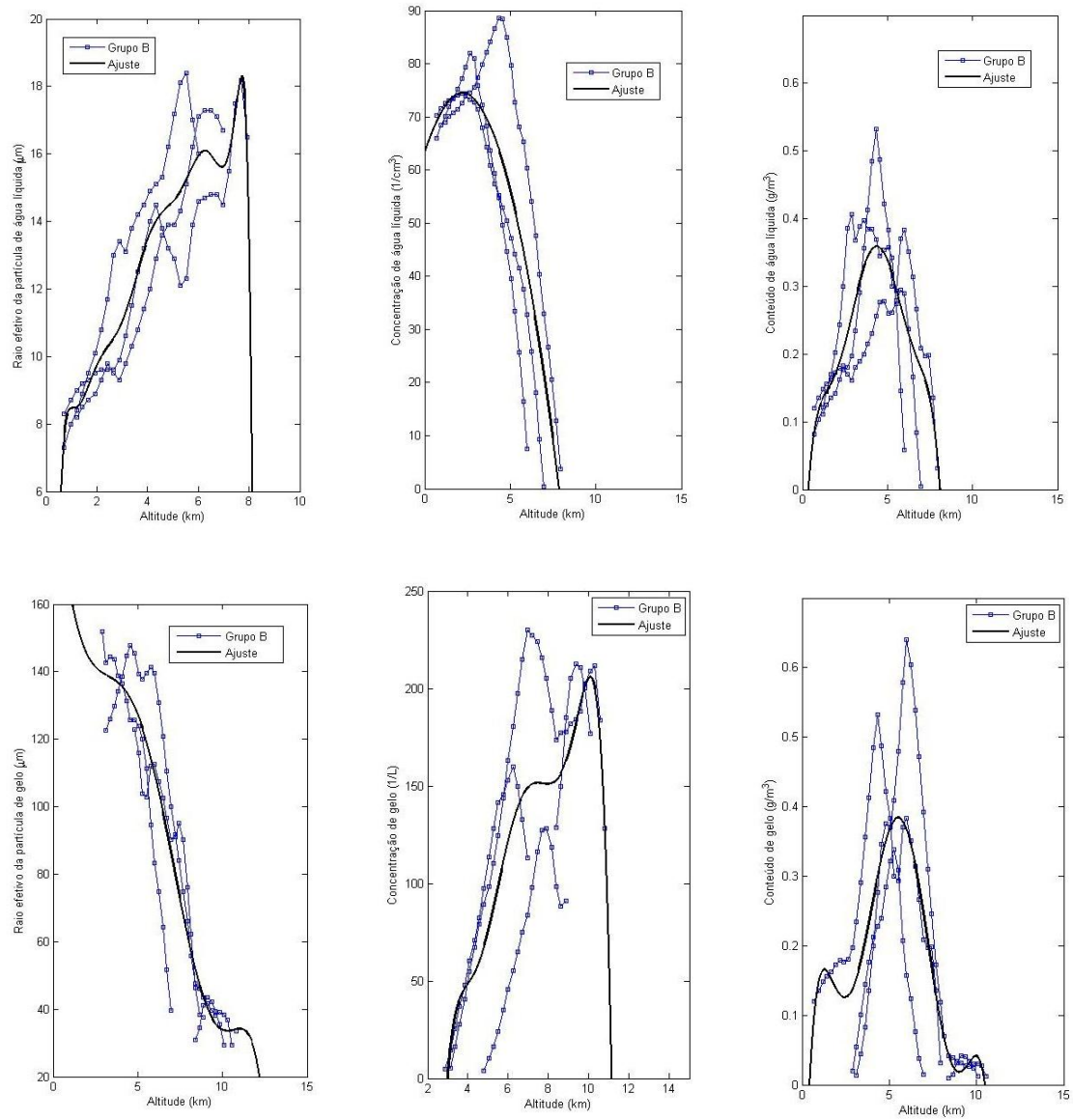


Figura 5.13: Ajustes paramétricos dos parâmetros do Grupo B – menores taxas de precipitação.

Tabela 5.2: Equações paramétricas para os perfis verticais de cada grupo em função da altura h .

Parâmetro	Grupo 1	Grupo 2
Raio efetivo de água líquida	$R_{liq} = -0,084h^3 + 1,1h^2 - 3,1h + 6,8$	$R_{liq} = -0,00046h^{10} + 0,019h^9 - 0,35h^8 + 3,5h^7 - 23h^6 + 93h^5 - 249h^4 + 427h^3 - 444h^2 + 253h - 52$
Raio efetivo da partícula de gelo	$R_{ice} = -0,045h^4 + 1,9h^3 - 31h^2 + 210h - 350$	$R_{ice} = 0,73h^3 - 15h^2 + 83h + 6,2$
Concentração de partículas de água líquida	$N_{liq} = -0,035h^6 + 0,97h^5 - 11h^4 + 55h^3 - 140h^2 + 170h - 24$	$N_{liq} = -2,3h^2 + 10h + 63$
Concentração de partículas de gelo	$N_{ice} = -0,019h^6 + 0,99h^5 - 20h^4 + 200h^3 - 1060h^2 + 2800h - 2900$	$N_{ice} = -0,13h^6 + 5,2h^5 - 84h^4 + 700h^3 - 3130h^2 + 7230h - 6720$
Conteúdo de água líquida	$LWC = -0,0031h^3 + 0,035h^2 - 0,095h + 0,085$	$LWC = -0,00025h^6 + 0,0064h^5 - 0,062h^4 + 0,28h^3 - 0,62h^2 + 0,69h - 0,17$
Conteúdo de gelo	$IWC = -(8,5 \times 10^8)h^{10} + (6,3 \times 10^6)h^9 - 0,0002h^8 + 0,0037h^7 - 0,041h^6 + 0,3h^5 - 1,4h^4 + 3,9h^3 - 6,5h^2 + 5,7h - 2$	$IWC = -0,00012h^6 + 0,0039h^5 - 0,05h^4 + 0,3h^3 - 0,85h^2 + 1,1h - 0,31$

Estas simples parametrizações são apenas o primeiro passo no sentido de transformar os padrões microfísicos encontrados com dados do CloudSat em um formato que possa ser aproveitado por outros pesquisadores. A formulação de expressões empíricas para representar a estrutura vertical das nuvens associadas a eventos extremos permite melhor comparação com resultados de outros trabalhos de mesmo objetivo, possibilita a extrapolação de dados e promove o início de uma interação com modelos numéricos. Uma vez que os processos microfísicos das nuvens são considerados em modelagem através de parametrizações que computam seus efeitos nas variáveis da escala da grade do modelo, expressões como estas podem contribuir para aperfeiçoar tais parametrizações, principalmente no que diz respeito à quantidade de precipitação, fator que segue sendo um elo fraco na modelagem atmosférica e responsável por eventos extremos significativos.

CAPÍTULO 6: CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Este trabalho segue uma linha de estudo iniciada no início do século XX, que propõe a observação das características visuais das nuvens e suas propriedades físicas como ferramenta para melhorar a qualidade da previsão de tempo e clima. A utilização de radares e satélites meteorológicos fez parte da evolução deste estudo e o presente trabalho faz uso de uma combinação destas duas ferramentas: o satélite CloudSat, que possui a bordo um radar de alta frequência capaz de gerar produtos com informações de variáveis microfísicas de um sistema meteorológico através do perfilamento vertical contínuo da atmosfera ao longo de sua trajetória. Foram traçados três objetivos específicos, e a seguir será discutido a que níveis estes objetivos foram atingidos.

(a) *Características microfísicas*. O primeiro diz respeito às características físicas e microfísicas de nuvens relacionadas a eventos extremos nas regiões sul e sudeste do Brasil. Dentre os sete casos selecionados, foram obtidos exemplos das duas principais formas de ocorrência de evento extremo relacionado à precipitação: chuva estratiforme moderada e contínua, geralmente proveniente de *nimbostratus*; e chuva forte localizada e de duração relativamente mais curta, relacionada a nuvens de convecção profunda, ou *cumulonimbus*. O primeiro tipo geralmente torna-se um evento extremo quando a persistência da precipitação é tal que o solo, ou a infraestrutura urbana, não suportam mais o armazenamento de água, acarretando em deslizamentos de terra e alagamentos. O segundo gera consequências semelhantes em relação à precipitação, porém em menos tempo, além de estar relacionado com descargas elétricas e rajadas de vento.

O CloudSat conseguiu detectar características microfísicas diferentes para os dois tipos de formação. Sistemas com predominância de nuvens *nimbostratus* apresentam regiões com altos valores para todos os parâmetros de água líquida: raio efetivo da partícula, concentração de partículas e conteúdo (massa). Núcleos de máximo de concentração e conteúdo de água líquida foram encontrados em níveis próximos à isoterma de 0°C, enquanto os máximos de raio efetivo foram encontrados entre 0°C e -20°C, acompanhando a variação do topo da nuvem. A taxa de precipitação obtida através do produto que utiliza dados do sensor AMSR-E não registrou valores significativos nos casos em que a nuvem foi classificada como *nimbostratus*, fato que pode estar relacionado com a dificuldade do algoritmo em detectar precipitação estratiforme, uma vez que este se baseia na temperatura de brilho observada. Os casos 4

(09/06/2008) e 5 (03/01/2009) ilustram bem as características microfísicas destes sistemas.

Nos casos com predominância de nuvens de convecção profunda, os parâmetros de gelo exibiram papel mais significativo. As fortes correntes ascendentes existentes neste tipo de formação inibem a ocorrência de núcleos de máximo dos parâmetros de água líquida em níveis baixos. Portanto, é possível haver altos valores de raio efetivo, concentração e conteúdo de água líquida em níveis acima da isoterma de -20°C , limite superior do algoritmo do CloudSat para gerar estes parâmetros. A estrutura microfísica dos parâmetros de gelo dos *cumulonimbus* estudados exhibe núcleos de máximo de raio efetivo da partícula nos níveis mais baixos, próximos à isoterma de 0°C , enquanto o oposto é observado para a concentração de partículas. O conteúdo de gelo apresentou regiões de máximos valores nas porções centrais das nuvens entre 0°C e o topo.

O caso 3, do dia 13 de março de 2008, serve como um resumo das características microfísicas relatadas no parágrafo anterior, uma vez que o sistema interceptado apresentava uma divisão entre nuvens *nimbostratus* e de convecção profunda.

Foram elaborados ainda perfis verticais de cada parâmetro no formato de radiossondagens para o perfil específico do CPR localizado no ponto onde a taxa de precipitação detectada pelo sensor AMSR-E foi maior. A análise dos perfis gerados e dos valores das taxas de precipitação possibilitou a divisão dos casos entre o grupo das maiores taxas (Grupo 1) e o grupo das menores taxas (Grupo 2), sugerindo dois tipos de padrão microfísico para a estrutura vertical de eventos extremos. As seguintes tendências foram observadas para o Grupo 1 em relação ao Grupo 2: topos das nuvens mais altos; menores valores para os parâmetros de água líquida na porção mais baixa da nuvem; maiores valores dos parâmetros de gelo nas porções média e alta da nuvem.

Algumas características particulares de alguns casos podem ser destacadas. O caso 2 foi o que registrou a maior taxa de precipitação, e sua estrutura vertical difere das demais do Grupo 1, pois em alguns aspectos ela apresenta características intermediárias entre os grupos 1 e 2: altos valores dos parâmetros de água líquida na base da nuvem e decréscimo dos valores dos parâmetros de gelo a alturas mais baixas. No caso 7 também foram observadas particularidades que sugerem a ocorrência de um sistema híbrido entre nuvens de convecção profunda, como classificado pelo CloudSat, e nuvens do tipo *nimbostratus*, devido a semelhança com os casos 4 e 5 em aspectos que os caracterizaram.

Para futuros trabalhos, fica como sugestão a comparação entre os eventos de perfis verticais em pontos diferentes de onde foi estimada a maior taxa de precipitação, para observar se a separação entre dois grupos permanece na estrutura geral das nuvens do mesmo sistema. Além disso, estes perfis podem ser elaborados com os parâmetros em função da temperatura ou da pressão, na tentativa de encontrar padrões mais representativos para qualquer latitude. Ainda sobre o item (a), outro aspecto a ser levado em consideração em próximos trabalhos é a estimativa da intensidade da velocidade vertical do vento presente no momento da passagem do CloudSat, uma vez que este fator influencia fortemente a distribuição dos parâmetros no interior da nuvem. Atualmente não há técnicas consolidadas por sensoriamento remoto para detecção e quantificação destas correntes, mas combinações com dados de outros instrumentos ou dados de modelagem numérica podem ser realizadas. Desta forma, pode-se inferir sobre o estágio de desenvolvimento do sistema, fator que certamente influencia no grau de severidade observado no momento da passagem do CloudSat. Por fim, sugere-se também a comparação dos resultados do CloudSat com dados do MODIS, uma vez que a forma como é organizada a constelação A-Train permite a visualização do mesmo fenômeno por diferentes sensores, sendo o MODIS o único outro capaz de recuperar informações de propriedades microfísicas das nuvens. Desta forma, as duas metodologias poderiam ser postas lado a lado de maneira complementar, que é o objetivo da constelação.

(b) *Potencial do CloudSat.* O segundo objetivo visava contribuir para a avaliação da principal ferramenta utilizada neste trabalho, uma vez que ainda é um auxílio relativamente recente para pesquisadores em física das nuvens. Os resultados mostrados neste trabalho evidenciam o caráter inovador dos produtos do CloudSat, sendo este o único satélite provido de instrumento capaz de perfilar as nuvens continuamente recuperando informações microfísicas em toda a extensão de um grande sistema de mesoescala. Desta forma, cortes verticais completos dos parâmetros disponíveis podem ser gerados, possibilitando enriquecer enormemente o conhecimento da estrutura microfísica de determinados sistemas, aspecto das nuvens ainda em grande parte desconhecido, devido à dificuldade em obter dados *in situ*. Apesar da limitação do algoritmo entre 0°C e -20°C (fase mista da nuvem), os cortes verticais permitem a visualização de: regiões de máximos e mínimos; tendências em direção à base ou ao topo; grau de estratificação da nuvem, entre outras características dos parâmetros que definem a estrutura do sistema. Os resultados obtidos mostram também que muitos dos

padrões encontrados são coerentes entre si e estão de acordo com trabalhos anteriores, realizados com outros tipos de dados e metodologias, além de coerentes com teorias de nuvens e processos microfísicos. Isto aumenta a confiabilidade dos dados e das características descritas que foram reveladas por este trabalho.

Em relação às dificuldades encontradas, destacam-se a própria limitação da fase mista da nuvem e a seleção de casos de eventos extremos. Quanto ao problema da fase mista, deve-se tomar cuidado ao tirar conclusões sobre esta região da nuvem, atentando para o objetivo da pesquisa. Por exemplo, se a intenção for mapear regiões dentro da nuvem propícias para a ocorrência de formação de gelo em aeronaves, processo que depende da presença de gotículas líquidas superesfriadas e ocorre principalmente nesta faixa de temperatura, o CloudSat mostra-se insuficiente, uma vez que a distinção entre partícula líquida e sólida em cada ponto é essencial para o estudo. No entanto, para uma avaliação mais genérica, o CloudSat pode agregar bastante conteúdo a pesquisas sobre a estrutura e processos microfísicos das nuvens mesmo nesta faixa, pois a condição assumida pelo algoritmo é geralmente verdadeira. O algoritmo está em constante evolução, sendo um melhor tratamento para a questão da fase mista uma das prioridades em próximas versões de compilações de dados.

A dificuldade de selecionar casos para estudo está relacionada com a proposta deste trabalho em focar nos eventos extremos das regiões sul e sudeste. As restrições geográficas e de severidade do fenômeno impostas pelo objetivo somaram-se à restrição inerente ao radar instalado no CloudSat, que realiza órbita polar e varreduras no plano vertical, de modo que em cada passagem da órbita, apenas uma “linha” da região escolhida é coberta pelo radar. Esta característica reduz as chances de haver coincidência de ocorrência de um evento extremo, utilizando quaisquer critérios, com a passagem do CloudSat sobre o sistema associado.

A sugestão para os próximos passos é a criação de um grupo de pesquisa dedicado ao CloudSat, que possa acompanhar diariamente as órbitas do satélite, de forma a não deixar passar boas oportunidades de estudos de caso, observando principalmente suas passagens pelo Brasil. Assim, seria possível formar um banco de casos, minimizando o problema e agilizando o processo de seleção de casos, o que facilitaria qualquer proposta de trabalho utilizando dados do CloudSat.

(c) *Prevenção das consequências de eventos extremos.* Completando a caracterização da estrutura microfísica dos sistemas selecionados, foram geradas funções polinomiais para representar o perfil de cada parâmetro em cada grupo

proposto. O próximo passo esperado para os ajustes gerados é que estes venham a auxiliar no aprimoramento de parametrizações mais complexas inseridas em modelos numéricos de tempo, contribuindo para melhores resultados destes e, conseqüentemente, para a prevenção das conseqüências associadas a eventos extremos. Porém, para chegar a tal ponto, é necessário que este estudo continue, conforme mais casos forem sendo agregados à pesquisa e os padrões encontrados que caracterizem a estrutura de eventos extremos e suas assinaturas microfísicas forem se tornando melhor definidas.

Considerando que em um instante futuro este tipo de dado possa estar disponível em caráter operacional, seja com o CloudSat ou com outra ferramenta ainda a ser desenvolvida, o conhecimento prévio das características microfísicas que acompanham sistemas meteorológicos capazes de gerar eventos extremos será essencial no bom aproveitamento da informação para melhorar a previsão a curto e médio prazo e mitigar os efeitos de tais eventos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAKER, M. B., CORBIN, R. G., LATHAN, J. 1980: The Influence of Entrainment on the Evolution of Cloud Droplet Spectra: I. A Model of Inhomogeneous Mixing. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 106, 581-598.
- BATTAN, L. J.; REITAN, C. H. 1957: Artificial Stimulation of Rain. *Pergamon*, 184 p.
- BATTAN, L. J., THEISS, J. B. 1972: Observed Droplet Spectra for Hail. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 11, 1001-1007.
- BAUM, B. A., WIELICKI, B. A., MINNIS, P. 1992: Cloud Property Retrieval Using Merged HIRS and AVHRR Data. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 31, 351-369.
- BENTLEY, W. A. 1904: Snow Crystals. *National Geographic*. 15, 30-37.
- BLANCHARD, D. C. 1953: Raindrop Size-Distribution in Hawaiian Rains. *Journal of Meteorology*, Vol. 10, 457-473.
- BRAHAM, JR., R. R. 1964: What is the Role of Ice in Summer Rain-Showers? *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol 21, 640-645.
- CALHEIROS, R. V., ZAWADZKI, I. 1986: Reflectivity – Rain Rate Relationships for Radar Hydrology in Brazil. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 26, 118-132.
- CAREY, L. D., NIU, J., YANG, P., KANKIEWICZ, J. A., LARSON, V. E., VONDER HAAR, T. H. 2008: The Vertical Profile of Liquid and Ice Water Content in Midlatitude Mixed-Phase Altocumulus Clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47, 2487-2495.
- CHYLEK, P. 1977: Extinction and Liquid Water Content of Fogs and Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences* 35, 296-300.

CLIMANÁLISE: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/>. Acessado em 26 de junho de 2012.

COTTON, W. R., BRYAN, G. H., VAN DEN HEEVER, S. C. 2011: *Storm and Cloud Dynamics – Second Edition*. Academic Press, International Geophysics Series, vol. 99. ISBN: 978-0-12-0885428.

DESHPANDE, M. S., PATTNAIK, S., SALVEKAR, P. S. 2012: Impact of Cloud Parameterization on the Numerical Simulation of a Super Cyclone. *Annales Geophysicae* 30, 775-795.

DUARTE, B. M., FRANÇA, J. R. A. 2009: Estrutura Microfísica das Nuvens em Diferentes Ecossistemas da América do Sul. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*. Vol. 32, 33-41.

DURBIN, W. G. 1959: Droplet Sampling in Cumulus Clouds. *Tellus* 11, 202-215.

FAA (*FEDERAL AVIATION ADMINISTRATION*). 1975: *Aviation Weather (FAA Handbooks)*. Aviation Supplies and Academics.

FRANÇA, J. R. A., DUARTE, B. M. 2009: Characterization of the Physical Structure of Clouds over Different Ecosystems of South America Using MODIS Cloud Products Data. *Current problems in Atmospheric Radiation – Proceedings of the International Radiation Symposium*. Foz do Iguaçu, 2008.

GERBER, H. 1984: Liquid Water Content of Fogs and Hazes from Visible Light Scattering. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23, 1247-1252.

GULTEPE, I., ISAAC, G. A. 2004: Aircraft Observations of Cloud Droplet Number Concentration: Implication for Climate Studies. *Q. J. R. Meteorol Soc.* 130, 2377-2390, doi: 10.1256/qj.03.120.

HALLAK, R., PEREIRA FILHO, A. J., GANDU, A. W. 2006: Simulação Numérica do Ciclo de Vida de uma Célula Convectiva Profunda e a Parametrização de Microfísica de Nuvens de Lin no Modelo ARPS. *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis-SC.*

HALLET, J., MOSSOP, S. C. 1974: Production of Secondary Ice Particles During the Riming Process. *Nature* (London). 249, 26-28.

HAMILL, T. M., CHURCH, A. T. 2000: Conditional Probabilities of Significant Tornadoes from RUC-2 Forecasts. *Weather and Forecasting* 15, 461-475

HARTMANN, D. L., OCKERT-BELL, M. E., MICHELSEN, M. L. 1992: The Effect of Cloud Type on Earth's Energy Balance: Global Analysis. *Journal of Climate*, Washington, Vol. 5, 1281-1304.

HAYNES, J. M., STEPHENS, G. L. 2007: Tropical Oceanic Cloudiness and the Incidence of Precipitation: Early Results from CloudSat. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L09811, doi: 10.1029/2007GL029335.

HOBBS, P. V., POLITOVICH, M. K., RADKE, L. F. 1980: Structures of Summer Convective Clouds in Eastern Montana. I: Natural Clouds. *Journal of Applied Meteorology*, Washington, 19, p. 645-663.

HOBBS, P. V., RANGNO, A. L. 1985: Ice Particles Concentrations in Clouds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 42, 2534-2524.

HOUZE, R. A. 1993: *Cloud Dynamics*. New York, Academic Press, Vol. 53.

IM, E., WU, C., DURDEN, S. L. 2005: Cloud Profiling Radar for the CloudSat Mission. *Aerospace and Electronic Systems Magazine – IEEE*. Vol. 20, 15-18.

JEFFREYS, H. 1916: Some Problems of Evaporation. *Philos. Mag.* 35, 270-280.

JOHNSON, D. B. 1980: The Influence of Cloud-Base Temperature and Pressure on Droplet Concentration. *Journal of Atmospheric Sciences* 37, 2079-2085.

KAWAMOTO, K., NAKAJIMA, T., NAKAJIMA, T. Y. 2001: A Global Determination of Cloud Microphysics with AVHRR Remote Sensing. *Journal of Climate*, 14, p. 2054-2068.

KOENIG, L. R. 1963: The Glaciating Behavior of Small Cumulonimbus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol 20, 29-47.

KOZIOL, A. S., LEIGHTON, H. G. 1996: The Effect of Turbulence on the Collision Rates of Small Cloud Drops. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53 (13), 1910-1920.

KUMMEROW, C., FERRARO, R. 2006: **EOS/AMSR-E Level-2 Rainfall**. Algorithm Theoretical Basis Document.

LIU, K. N. 2002: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Ed. San Diego: Elsevier. International Geophysics Series, Vol. 84, 583 p.

LUO, Z., LIU, G. Y., STEPHENS, G. L. 2008: CloudSat Adding New Insight into Tropical Penetrating Convection. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, L19819, doi: 10.1029/2008GL035330.

LUO, Z., LIU, G. Y., STEPHENS, G. L., JOHNSON, R. H. 2009: Terminal Versus Transient Cumulus Congestus: A CloudSat Perspective. *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, L05808, doi: 10.1029/2008GL036927.

MARCHAND, R., MACE, G. G., ACKERMAN, T., STEPHENS, G. 2008: Hydrometeor Detection Using Cloudsat – An Earth-Orbiting 94-GHz Cloud Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 25, 519-533.

MARSHALL, J. S., PALMER, W. M. 1948: The Distribution of Raindrop with Size. *Journal of Meteorology*, Vol. 5, 165-166.

MASON, B. J. 1971: *The Physics of Clouds*. Oxford University Press, Oxford, p.160.

MASON, B. J., MAYBANK, J. 1960: The Fragmentation and Electrification of Freezing Water Drops. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 86, 176-186.

MODIS WEBSITE: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>. Acessado em 26 de junho de 2012.

MORAES, M. C. S. 2003: **Distribuição de Gotas de Chuva e a Relação Z-R para Radar na Costa Leste do Nordeste do Brasil**. 112p. Dissertação de Mestrado, UFAL - Maceió-AL.

ORBITING CARBON OBSERVATORY (OCO): <http://oco.jpl.nasa.gov/>. Acessado em 26 de junho de 2012.

ODENBACH, F. L. 1903: Detailed Cloud Observations. A Progressive Phase in Weather Forecasting. *Monthly Weather Review*, Vol. 31, 573-576.

ORALTAY, R. G., HALLET, J. 1989: Evaporation and Melting of Ice Crystals: A Laboratory Study. *Atmos. Res.* 24, 169-189.

PALMER, A. H. 1918: Clouds and their Significance in Local weather Forecasting. *Monthly Weather Review*, Vol. 46, 407-413.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. 1992: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520 p.

PRETOR-PINNEY, G. 2006: *The Cloudspotter's Guide*. Grã-Bretanha: Hodder & Stoughton, 320 p.

PROJETO CHUVA: <http://chuvaproject.cptec.inpe.br/porta/br/> (acessado em 21 de junho de 2012).

RASMUSSEN, E. N., BLANCHARD, D. O. 1998: A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. *Weather and Forecasting* vol. 13, 1148-1164.

ROACH, W. T. 1976: On the Effect of Radiative Exchange on the Growth by Condensation of a Cloud or Fog Droplet. *Q. J. R. Meteorolo. Soc.*, 102, 361-372.

ROGERS, R. R., YAU, M. K. 1989: *A Short Course in Cloud Physics*. Vol 113, International Series in Natural Philosophy, Butterworth-Heinemann, third edition, 290 p.

ROSENFELD, D., WOODLEY, W. L., LERNER, A., KELMAN, G., LINDSEY, D. T. 2008: Satellite Detection of Severe Convective Storms by their Retrieved Vertical Profiles of Cloud Particle Effective Radius and Thermodynamic Phase. *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, D04208, doi: 10.1029/2007JD008600.

ROSSOW, W. B. 1989: Measuring Cloud Properties from Space: A Review. *Journal of Climate*, Vol. 2, 201-213.

RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. 2007: *O Sensor MODIS e suas Aplicações Ambientais no Brasil*. São José dos Campos: Parêntese, 428 p.

RYAN, R. T. 1972: Cloud Microstructure as Determined by an Optical Cloud Particle Spectrometer. *Journal of Applied Meteorology*, 11, p. 149-156.

SCHEMENAUER, R. S., MACPHERSON, J., ISAAC, G. A., STRAPP, J. W. 1980: **Canadian Participation in HIPLEX 1979**. Report APRB 110 P 34, Atmospheric Environmental Service, Environment Canada, 206 p.

SCHNEIDER, S. H. 1972: Cloudiness as a Global Climatic Feedback Mechanism: The Effects on the Radiation Balance and Surface Temperature of Variations in Cloudiness. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 29, 1413-1422.

SEKHON, R. S., SRIVASTAVA, R. C. 1970: Snow Size Spectra and Radar Reflectivity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 27, 299-307.

SLINGO, A.; BROWN, R.; WRENCH, C. L. 1982: A Field Study of Nocturnal Stratocumulus; III. High Resolution Radiative and Microphysical Observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 145-165.

SOMERVILLE, R. C. J., IACOBELLIS, S. F., LANE, D. E. 1999: Testing Cloud Radiation Schemes with Single-Column Models and ARM Observations. *Ninth ARM Science Team Meeting Proceedings*, San Antonio, Texas.

SQUIRES, P. 1958: The Microstructure and Colloidal Stability of Warm Clouds. *Tellus* 10, 256-271.

STEN, A. 1921: On the Relation Between the Nightly Outgoing Heat Radiation, and the Amount and Kind of Clouds. *Monthly Weather Review*, 93-94.

STEPHENS, G. L. 2005: Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review. *Journal of Climate*, Vol. 18, 237-273.

STEPHENS, G. L., VANE, D. G., BOAIN, R. J., MACE, G. G., SASSEN, K., WANG, Z., ILLINGWORTH, A. J., O'CONNOR, E. J., ROSSOW, W. B., DURDEN, S. L., MILLER, S. D., AUSTIN, R. T., BENEDETTI, A., MITRESCU, C. 2002: The CloudSat and the A-Train Mission – A New Dimension of Space-Based Observations of Clouds and Precipitation. *American Meteorological Society*, doi: 10.1175/BAMS-83-12-1771.

STEPHENS, G. L., VANE, D. G., TANELLI, S., IM, E., DURDEN, S., ROKEY, M., REINKE, D., PARTAIN, P., MACE, G. G., AUSTIN, R., L'ECUYER, T., HAYNES, J., LEBSOCK, M., SUZUKI, K., WALISER, D., WU, D., KAY, J., GETTELMAN, A., WANG, Z., MARCHAND, R. 2008: CloudSat Mission: Performance and Early Science After the First Year of Operation. *Journal of Geophysical Research*, Vol.113.

STITH, J. L., DYE, J. E., BANSEMER, A., HEYMSFIELD, A. J., GRAINGER, C. A., PETERSEN, W. A., CIFELLI, R. 2001: Microphysical Observations of Tropical Clouds. *Journal of Applied Meteorology* 41, 98-117.

STRÖM, J., H. FISCHER, J. LELIEVELD, AND F. SCHRÖDER. 1999: In Situ Measurements of Microphysical Properties and Trace Gases in Two Cumulonimbus Anvils over Western Europe. *J. Geophys. Res.*, 104(D10), 12.221–12.226, doi:10.1029/1999JD900188.

SZCZODRAK, M., AUSTIN, P. H., KRUMMEL, P. B. 2001: Variability of Optical Depth and Effective Radius in Marine Stratocumulus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 2912-2926.

VARDIMAN, L. 1978: The Generation of Secondary Ice Particles in Cloud Crystal-Crystal Collisions. *Journal of Atmospheric Sciences*. 35, 2168-2180.

WARNER, J. 1955: The Water Content of Cumuliform Cloud. *Tellus* 7, 449-457.

WARNER, J. 1969: The Micro-Structure of Cumulus Clouds. I. General Features of the Droplet Spectrum. *Journal of Atmospheric Sciences* 26, 1049-1059.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. 2006: *Atmospheric Science – An Introductory Survey*. 2. Ed. San Diego: Elsevier, 483 p. (International Geophysics Series, v. 92).

WANG, Z., VANE, D., STEPHENS, G., REINKE, D. 2011: **Level 2 Combined Radar and Lidar Cloud Scenario Classification Product Process Description and Interface Control Document**. CloudSat Project – A NASA Earth System Science Pathfinder Mission.

WARNER, J. 1955: The Water Content of Cumuliform Cloud. *Tellus*, 7: 449–457. doi: 10.1111/j.2153-3490.1955.tb01183.x.

WETHERALD, R. T., MANABE, S. 1980: Cloud Cover and Climate Sensitivity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 37, 1485-1510.

WOOD, N. 2008: **Level 2B Radar-Visible Optical Depth Cloud Water Content (2B-CWC_RVOD) Process Description Document**. Version 5.1, CloudSat Project – A NASA Earth System Science Pathfinder Mission.

WOODCOCK, A. H. 1953: Salt Nuclei in Marine Air as a Function of Altitude and Wind Force. *Journal of Meteorology*. 10, 362-371.

YOUNG, M. J. 1967: Variability in Estimating Total Cloud Cover from Satellite Pictures. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 6, 573-579.

ZUIDEMA, P., HARTMANN, D. L. 1995: Satellite Determination of Stratus Cloud Microphysical Properties. *Journal of Climate*, Vol. 8, 1638-1657.