



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

LEONARDO ABREU JORGE JUSTO

**Comparação das propriedades microfísicas de
diferentes tipos de nuvens em duas regiões com
ecossistemas distintos usando dados do satélite
CloudSat**

Rio de Janeiro
2013

LEONARDO ABREU JORGE JUSTO

**Comparação das propriedades microfísicas de
diferentes tipos de nuvens em duas regiões com
ecossistemas distintos usando dados do satélite
CloudSat**

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: Jose Ricardo de Almeida França

Rio de Janeiro
2013

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada à fonte.

FICHA CATALOGRÁFICA

Justo, Leonardo Abreu Jorge

Comparação das propriedades microfísicas das nuvens em duas regiões com ecossistemas distintos usando dados do satélite CloudSat / Justo, Leonardo Abreu Jorge; Orientador: José Ricardo de Almeida França. - Rio de Janeiro, 2013.

xxii, 121 f. : il.; 29,7 cm.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2013.

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

Nome: JUSTO, Leonardo Abreu Jorge.

Título: Comparação das propriedades microfísicas de diferentes tipos de nuvens em duas regiões com ecossistemas distintos usando dados do satélite CloudSat.

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 título de mestre em Meteorologia.

Examinado por:

Prof. Doutor José Ricardo de Almeida França, D.Sc.

Prof. Doutor Wallace Figueiredo Menezes, D.Sc

Prof. Doutor Leonardo de Farias Peres, D.Sc

Doutor Luiz Augusto Toledo Machado

Dedico este trabalho a meus pais, Elias e Marli e padrasto Paulo, que tanto me ajudaram durante esta importante etapa de minha vida, que sem estes, não teria alcançado meus sonhados objetivos.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor e Orientador Dr. Jose Ricardo de Almeida França, pela disponibilidade, incentivo, amizade e confiança em mim depositada na realização deste trabalho.

Ao professor Dr. Leonardo de Faria Peres, pelas sugestões na realização deste trabalho e sua frequente prontidão para me ajudar com as questões envolvendo o Sensoriamento Remoto, além de sua colaboração como membro da banca examinadora.

Ao professor Dr. Wallace Figueiredo Menezes, pelo seu contínuo suporte a minha formação acadêmica e também sua colaboração como membro da banca examinadora.

Ao professor Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, que prontamente, aceitou o meu convite para fazer parte como membro da banca examinadora.

A Dr^a. Renata Libonati por ter participado como membro da banca do Exame de Qualificação do mestrado e pelas sugestões e críticas construtivas que me ajudaram com o desenvolvimento deste trabalho.

Também aos colegas Carol Soares e Tiago Vieira, que me ajudaram com a obtenção do extenso volume de dados, tornando possível o comprimento da proposta desta dissertação.

Ao colega Bruno Muniz Duarte, pelas importantes sugestões que me ajudaram no início deste trabalho.

A todos os colegas da Pós-Graduação e da Graduação do *Departamento de Meteorologia*, pela amizade e companheirismo acadêmico.

À minha grande companheira Taiany Alves, por sua compreensão, carinho, presença e incansável apoio ao longo do período de elaboração deste trabalho.

À *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES)*, pela concessão da bolsa de mestrado, no qual tornou possível a minha obtenção do título de mestre em Meteorologia.

“As tempestades são lindas e majestosas. Estética e ciência se fundem como tempestades para proporcionar inesgotável fascinação e prazer àqueles que as estudam”

Roland B. Stull

RESUMO

JUSTO, L. A. J. **Comparação das propriedades microfísicas de diferentes tipos de nuvens em duas regiões com ecossistemas distintos usando dados do satélite Cloudsat.** 119f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Geociências, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

As partículas de aerossol presentes na atmosfera exercem um grande impacto na distribuição de gotas dentro das nuvens, influenciando mudanças no seu desenvolvimento e na precipitação. Esta estreita relação entre os aerossóis e as nuvens, tem sido uma das mais intrigantes questões no estudo das mudanças climáticas. No entanto, a maior parte dos experimentos com medidas de microfísica das partículas de nuvens ficaram restritos a nuvens do tipo cumulus e estratiformes baixas. Além disso, na maioria dos casos, estes experimentos foram restritos a uma análise feita para um curto período sobre uma região de estudo específica. Neste contexto, a metodologia abordada neste trabalho tem como objetivo representar o comportamento médio da estrutura microfísica de diferentes tipos de nuvens formadas em duas regiões com ecossistemas distintos. Para a realização deste trabalho foram utilizados dados do satélite CloudSat, coletados dentro de um período de aproximadamente 5 anos (06/2006-04/2011). O CloudSat é um satélite de órbita heliosíncrona, que utiliza um radar de alta precisão, com a finalidade de estudar parâmetros da microfísica das nuvens por meio de perfis verticais. Esta análise possibilita uma visão tridimensional da estrutura microfísica de uma nuvem, nunca vistas anteriormente geradas por dados de satélite. Os resultados obtidos no presente trabalho mostraram que, há pouca variação na estrutura microfísica entre as nuvens continentais e marinhas nas regiões analisadas. A média do raio efetivo da gota (partícula de gelo) feita em todos os tipos de nuvens analisados foi de 12,4 μm (71,9 μm) nas nuvens marinhas e 11,0 μm (72,9 μm) nas nuvens continentais. Da mesma forma, também foram observados valores semelhantes para a média da concentração de gotas e partículas de gelo sobre a região marinha e continental. Na análise dos índices de correlação entre os diferentes tipos de nuvens foi verificado que as propriedades microfísicas na fase sólida são mais diversificadas dependendo do tipo de nuvem. Neste caso, os índices de correlação na maioria dos casos analisados ficaram abaixo de 0,7, tanto para o raio efetivo, quanto para a concentração de partículas de gelo. A distribuição do tamanho das partículas (concentração em função do tamanho) nas nuvens se mostrou mais eficiente para discriminar as características microfísicas de cada tipo de nuvem, tornando possível identificar as particularidades na estrutura microfísica de cada tipo de nuvem. Os resultados mostraram que mesmo no período com maior concentração de aerossóis observado no Centro-Oeste brasileiro (na primavera), não há uma diferença significativa na distribuição de tamanho das partículas das nuvens nas regiões estudadas. Estes resultados indicam que outros agentes externos (além da concentração total de aerossóis integrada na coluna atmosférica), estejam atuando de forma mais significativa para modular a distribuição das partículas dentro das nuvens na região Centro-Oeste. Por fim, funções polinomiais foram ajustadas para representar a distribuição do tamanho das gotas e das partículas de gelo para diferentes tipos de nuvens.

Palavras-chave: microfísica de nuvens, aerossol, CloudSat.

ABSTRACT

JUSTO, L. A. J. **Comparison of microphysical properties of clouds in two regions with distinct ecosystems using satellite data from CloudSat.** 119f. Dissertation (Master's degree in Meteorology) – Instituto de Geociências, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

The aerosol particles present in the atmosphere exert a great impact on droplet distribution inside clouds, influencing their development and precipitation formation. This close relation between aerosols and clouds has been one of the most intriguing discussions in climate change studies. However, most experiments involving cloud microphysical measurements are directed to cumulus and low stratus types, besides representing only a short period of measuring time and a specific limited region. In this context, the approach used in this work's methodology looks to represent the average microphysical structure of different types of clouds formed in two different ecosystems. In order to accomplish the proposed goal, data from CloudSat satellite from a period of approximately five years are used (from June 2006 to April 2011). CloudSat is a heliosynchronous orbiting satellite which carries a high-precision radar and aims to study cloud microphysical parameters through vertical profile products. This analysis provides a three-dimensional vertical vision of a cloud's microphysical structure, which could not be achieved by previous satellites. The results show that there is little variation in microphysical structure between continental and maritime clouds in the studied regions. The mean droplet (ice particle) effective radius obtained in all the cloud types analyzed was 12.4 μm (71.9 μm) for maritime clouds and 11.0 μm (72.9 μm) for continental clouds. Likewise, similar values for mean droplet and ice particle concentrations were found for maritime and continental clouds. The correlation analysis among the different cloud types shows that the microphysical properties of the solid phase are more diversified depending on cloud type. Correlations values for this case in most events of the study were below 0.7 for ice particle effective radius and concentration. Particle size distribution (concentration as a function of size) was the most efficient parameter to distinguish cloud types, making it possible to identify particularities of each type. The results showed that even in the period with the highest concentration of aerosols observed in the Central-West region of Brazil (spring), there is a significant difference in the cloud particle size distribution in the regions studied. These results indicate that other external agents (besides the total concentration of aerosol integrated in the atmospheric column) are acting more significantly to modulate the particles distribution within the clouds in the Central-West region. At last, polynomial functions have been adjusted to represent the distribution of particle sizes for different cloud types.

Keywords: cloud microphysics, aerosol, CloudSat.

LISTA DE FIGURAS

Fig. 2.1 – Distribuição típica da ocorrência de nuvens na atmosfera onde os gêneros são subdivididos de acordo com a altura da base de cada nuvem, conforme a classificação adota pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Fonte: adaptado de <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/clouds/cloudposter.htm>. 7

Fig. 2.2 – (a) Nuvem stratus mostrando sua base uniforme formada sobre a cidade de Oliveira, em Minas Gerais. Fonte: <http://www.avvsilva.net/nuvensbaixas/nb360205.htm>. (b) Nuvem stratus baixa sobre a cidade de Bridgeport, na Califórnia, Estados Unidos. A nuvem na fotografia se destaca pela sua baixa altura da base (aproximadamente 30 m) e do topo (aproximadamente 450 m) e é chamada de nevoeiro quando a base se encontra sobre a superfície. Fonte: <http://www.cloudman.com/atlas.htm>. 8

Fig. 2.3 – (a) Nuvens stratocumulus com seus topos e bases relativamente planos sobre a cidade Poos de Caldas, em Minas Gerais, Brasil. Fonte: <http://www.avvsilva.net/nuvensbaixas/nb360219.htm>. (b) Nuvens stratocumulus sobre a cidade de Abique, no Novo México. Estas nuvens formam-se em massas de ar com alguma instabilidade, quando a umidade é moderada e a temperatura é relativamente baixa. Fonte: http://www.cloudman.com/gallery1_7.html. 9

Fig. 2.4 – (a) Nuvens cumulus de bom tempo, também chamada de *cumulus humilis*, apresentando pequenas torres de nuvens com base plana e topo arredondados, próximas ao litoral de São Paulo, no Brasil. Fonte: <http://www.flickr.com/photos/douglasramos/sets/721157604079701075/with/6331249479/>. (b) Nuvens cumulus de bom tempo registradas na campanha CHAPS (Cumulus Humilis Aerosol Processing Study) na cidade de Oklahoma, nos Estados Unidos. Fonte: <http://www.pnl.gov/science/highlights/highlight.asp?id=939>. 9

Fig. 2.5 – (a) Nuvem altostratus variando de espessura e cor sobre o céu da cidade de Boulder, Colorado. Fonte: http://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html. (b) Nuvem altostratus cobrindo grande parte do céu da cidade de Hong Kong na China. Ainda é possível ver os contornos do sol atravessando a camada da nuvem. Fonte: http://en.wikipedia.org/wiki/File:altostratus_clouds_over_Hong_Kong.JPG. 10

Fig. 2.6 – (a) Nuvem altocumulus em um final de tarde na cidade de Los Angeles, nos Estados Unidos. Estas nuvens, frequentemente precedem a entrada de frentes frias, sendo um bom indicativo da formação de instabilidade e mudanças na atmosfera. Fonte: <http://www.photographyontherun.com/default,month,2010-01.aspx>. (b) Nuvens altocumulus formadas a partir de uma nuvem altostratus na cidade de New Lebanon, nos Estados Unidos. Fonte: <http://photo.accuweather.com/photogallery/details/photo/144588/Afternoon+altocumulus+Clouds>. 11

- Fig. 2.7** – (a) Nuvens cirrus com filamentos finos sobre o céu da cidade de Victoria, Austrália. Fonte: http://en.wikipedia.org/wiki/File:cirrus_sky_panorama.jpg#filehistory. (b) Nuvens cirrus sobre as áreas secas do Deserto do Atacama no norte do Chile. Fonte: http://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html. 11
- Fig. 2.8** – (a) Nuvem cirrostratus sobre a cidade de Boulder no Colorado, Estados Unidos. Fonte: http://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html. (b) Cirrostratus em Poos de Caldas, Minas Gerais, onde é possível observar o efeito óptico conhecido como Halo. Fonte: <http://www.avvsilva.net/nuvensaltas/na0307.htm>. (c) Cirrostratus sobre a cidade de Moab, Utah. Fonte: http://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html. 12
- Fig. 2.9** – (a) Nuvens cirrocumulus com pequenos glóbulos de células convectivas sobre o céu da cidade de Campinas, no Brasil. Fonte: <http://www.avvsilva.net/nuvensaltas/na120612.htm>. (b) Nuvens cirrocumulus algumas vezes aparecem em bandas paralelas como pode ser visto pela fotografia tirada próximo ao laboratório da National Center for Atmospheric Research (NCAR) em Boulder, Estados Unidos. Fonte: <http://www.fin.ucar.edu/netpub/server.np?find&catalog=catalog&template=detail.np&field=itemid&op=matches&value=3375&site=imagelibrary>. 13
- Fig. 2.10** – (a) Nuvem nimbostratus com suas camadas acinzentadas e acompanhadas de precipitando intermitente sobre a cidade de Seattle, nos Estados Unidos. Estas nuvens, geralmente resultam do levantamento da camada de ar relativamente instável por uma frente quente ou oclusa. (b) Nuvens nimbostratus sobre as montanhas de Syskiyou no sul do estado de Oregon, nos Estados Unidos. Estas nuvens estão associadas à precipitação contínua na forma de chuva e neve. Fonte: https://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html&dev=1. 13
- Fig. 2.11** – (a) e (b) Nuvem cumulus congestus exibindo suas multi-células convectivamente ativas em diversos estágios de desenvolvimento em Poos de Caldas, Minas Gerais. Fonte: http://www.avvsilva.net/nuvensde_svert/nv240422.htm. Estas nuvens são formadas sobre forte desenvolvimento convectivo, calor e umidade disponível. 14
- Fig. 2.12** – (a) Nuvem cumulonimbus sobre a cidade de Osceola Mills, nos Estados Unidos, mostrando o seu topo com contornos bem definidos devido à presença de cristais de gelo. Fonte: <http://photo.accuweather.com/photogallery/details/photo/105685/cumulonimbus+Cloud>. (b) Nuvem cumulonimbus sobre a cidade Benkelman, nos Estados Unidos. Fonte: <http://science.nationalgeographic.com/wallpaper/science/photos/clouds/cumulonimbus-cloud/>. 15
- Fig. 2.13** – Representação esquemática dos mecanismos de formação dos aerossóis atmosféricos (Célia Alves, 2005). 20
- Fig. 2.14** – Alcance de tamanho das partículas na atmosfera e a sua importância para as diferentes áreas científicas (adaptado de Wallace e Hobbs, 2006). 21

| | |
|---|----|
| Fig. 2.15 – Estágios de formação do spray marinho na superfície do oceano (adaptado de Guézennec et al., 2005). | 22 |
| Fig. 2.16 – Espectro do núcleo de condensação de nuvens medido na camada limite próximo às ilhas de Açores em uma massa de ar poluída (linha vermelha), na Florida em uma massa de ar marinha (linha verde) e no ar limpo do Ártico (linha azul). Adaptado de Hudson e Yun (2002). | 24 |
| Fig. 2.17 – Representação da constelação A-Train, indicando os satélites que compõem o sistema. Fonte: http://commons.wikimedia.org/wiki/File:A-Train_satellites.jpg | 26 |
| Fig. 2.18 – Esquema com o fluxo de dados que é processado diariamente no <i>data processing center</i> (DPC). | 27 |
| Fig. 3.1 – Mapa com as regiões de estudo localizadas sobre o Centro-Oeste do Brasil (1) e o Oceano Atlântico Sul (2). | 40 |
| Fig 3.2 – Perfis verticais com os dados obtidos do satélite CloudSat, para o dia 12/02/2007, entre 04:46:50 e 04:50:02 horas (UTC) e isotermas (°C) (linhas pontilhadas) para: (a) a classificação de nuvens; (b) concentração de gotas (cm ⁻³) e (c) de partículas de gelo; (d) raio efetivo da gota (µm) e (e) da partículas de gelo presentes na nuvem. A área tracejada mostra os dados que são armazenados na matriz nimbostratus para os parâmetros microfísicos analisados. | 50 |
| Fig 3.3 – Perfil vertical da refletividade do radar (dBZ) abordo do satélite CloudSat, para o dia 10/04/2008, entre 04:59:12 e 05:02:23 horas (UTC). Na figura, a elipse na cor vermelha ressalta a região na nuvem onde o sinal do radar sofreu forte atenuação . 54 | |
| Fig 3.4 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (a) e refletividade do radar (dBZ) (b) ; refletividade do radar na superfície (dBZ) (c) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (µm) (d) e das partículas de gelo (e) presentes na nuvem. Os dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 04/05/2007, entre 17:40:43 e 17:43:54 horas (UTC). | 55 |
| Fig. 3.4 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (a) e refletividade do radar (dBZ) (b) ; refletividade do radar na superfície (dBZ) (c) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (µm) (d) e das partículas de gelo (e) presentes na nuvem. Os dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 13/07/2006, entre 15:50:59 e 15:54:10 horas (UTC). | 56 |
| Fig. 3.5 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (a) e refletividade do radar (dBZ) (b) ; refletividade do radar na superfície (dBZ) (c) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (µm) (d) e das partículas de gelo (e) presentes na nuvem. Os dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 31/01/2008, entre 03:57:05 e 04:00:16 horas (UTC). | 57 |
| Fig. 3.6 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (a) e refletividade do radar (dBZ) (b) ; refletividade do radar na superfície (dBZ) (c) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (µm) (d) e das partículas de gelo (e) presentes na nuvem. Os | |

dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 10/04/2008, entre 04:59:12 e 05:02:23 horas (UTC). 58

Fig. 3.7 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (**a**) e refletividade do radar (dBZ) (**b**); refletividade do radar na superfície (dBZ) (**c**) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (μm) (**d**) e das partículas de gelo (**e**) presentes na nuvem. Os dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 23/08/2006, entre 15:45:37 e 15:48:48 horas (UTC). 59

Fig. 4.1 – Frequência de dados coletados referentes a gotas (em azul) e partículas de gelo (em lilás) para cada tipo de nuvem no período entre 06/2006 e 04/2011 em duas regiões com o mesmo tamanho. Os valores na figura são referentes ao número de dados do raio efetivo de gotas e partículas de gelo..... 62

Fig. 4.2 – Frequência de dados coletados referentes a gotas (em azul) e partículas de gelo (em lilás) para cada tipo de nuvem no período entre 06/2006 e 04/2011 para as áreas de estudo representadas na Fig. 3.1. Os valores na figura são referentes ao número de dados do raio efetivo de gotas e partículas de gelo. 63

Fig. 4.3 – Distribuição de frequência (%) do raio efetivo da gota (μm) em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011. 66

Fig. 4.4 – Distribuição de frequência (%) do raio efetivo da partícula de gelo (μm) em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011..... 68

Fig. 4.5 – Valores médios do raio efetivo das gotas e partículas de gelo (μm) e desvio padrão em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental e marinha para o período entre 06/2006 e 04/2011. 69

Fig. 4.6 – Distribuição de frequência (%) da concentração de gotas (cm^{-3}) em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011. 71

Fig. 4.7 – Distribuição de frequência (%) da concentração de partículas de gelo (cm^{-3}) [*100] em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011. Os valores de concentração de partículas de gelo foram multiplicados por 100 para facilitar a visualização no gráfico..... 73

Fig. 4.8 – Valores médios da concentração de gotas (cm^{-3}) e partículas de gelo (L^{-1}) e desvio padrão em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental e marinha para o período entre 06/2006 e 04/2011. 74

Fig. 4.9 – Matriz de correlação de Pearson para diferentes tipos de nuvens formadas sobre o continente para os parâmetros microfísicos: raio efetivo (**a**) e concentração (**b**) de gotas; raio efetivo (**c**) e concentração (**d**) de partículas de gelo. Os índices de correlação foram obtidos a partir dos valores de distribuição de frequência apresentados

nas Figuras 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6, respectivamente. No entanto, os valores foram divididos em 1000 intervalos, ao invés de 13 como apresentado nas figuras citadas acima..... 77

Fig. 4.10 – Coeficiente de correlação de Pearson entre nuvens marinhas e continentais para diferentes tipos de nuvens para os parâmetros microfísicos: **(a)** raio efetivo da gota e da partícula de gelo; **(b)** concentração de gotas e de partículas de gelo. Os índices de correlação foram obtidos a partir dos valores de distribuição de frequência apresentados nas Figuras 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6 respectivamente. No entanto, os valores foram divididos em 1000 intervalos, ao invés de 13 como apresentado nas figuras de citadas acima. 79

Fig. 4.11 – Distribuição média do tamanho de gotas **(a)** e partículas de gelo **(b)** em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre a superfície marinha para o período entre 06/2006 e 04/2011..... 81

Fig. 4.12 – Distribuição média do tamanho de gotas e desvio padrão para diferentes tipos de nuvens formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011. 83

Fig. 4.13 – Distribuição média do tamanho de partículas de gelo e desvio padrão para diferentes tipos de nuvens formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011..... 85

Fig. 4.14 – Estimativa sazonal da espessura óptica de aerossóis (adimensional) integrada na coluna atmosférica para as quatro estações do ano. Os dados foram medidos pelo sensor MISR (Multi-angle Imaging Spectro Radiometer) a bordo do satélite Terra no período entre 2000 e 2012. 88

Fig. 4.15 – Distribuição média do tamanho de gotas e desvio padrão para o trimestre de setembro-outubro-novembro para diferentes tipos de nuvens formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul). Os dados foram obtidos para o período entre 06/2006 e 04/2011. 90

Fig. 4.16 – Climatologia do campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) [contornos] e umidade específica (g/kg) [sombreado] para os trimestres de **(a)** dezembro, janeiro e fevereiro; **(b)** março, abril e maio; **(c)** junho, julho e agosto e **(d)** setembro, outubro e novembro, para o período entre 1979 e 2011. 93

Fig. 4.17 – Climatologia do campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) [contornos] e umidade relativa do ar (%) [sombreado] para os trimestres de **(a)** dezembro, janeiro e fevereiro; **(b)** março, abril e maio; **(c)** junho, julho e agosto e **(d)** setembro, outubro e novembro, para o período entre 1979 e 2011. 94

Fig. 4.18 – Distribuição do tamanho de gotas e partículas de gelo nas nuvens Cu, Ns e Pf em diferentes faixas de temperatura sobre a região continental para o período entre 06/2006 e 04/2011..... 97

Fig. 4.19 – Distribuição do tamanho de gotas e partículas de gelo nas nuvens Cu, Ns e Pf em diferentes faixas de temperatura sobre a região marinha para o período entre 06/2006 e 04/2011..... 99

Fig. 4.20 – Ajuste paramétrico da distribuição média do tamanho de gotas para diferentes tipos de nuvens formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul). Os dados parametrizados foram obtidos para o período de 06/2006 e 04/2011..... 101

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|-----|
| Tabela 2.1: Propriedades dinâmicas e termodinâmicas de diferentes tipos de nuvens, obtidas através de observações feitas em diversas regiões ao redor do mundo. | 16 |
| Tabela 2.1 (continuação). | 17 |
| Tabela 2.2. Principais produtos disponibilizado pelo CloudSat. | 29 |
| Tabela 3.1. Parâmetros do produto 2B-CWC-RVOD..... | 43 |
| Tabela 3.2. Parâmetros do produto 2B-CLDCLASS..... | 46 |
| Tabela 3.3. Parâmetros do produto ECMWF-AUX..... | 47 |
| Tabela 4.1: Funções paramétricas da distribuição média do tamanho de gotas e partículas de gelo para diferentes tipos de nuvens continentais. As unidades dos parâmetros de concentração e raio efetivo das gotas e partículas de gelo nas funções estão em cm^{-3} e μm , respectivamente. Os dados parametrizados foram obtidos para o período de 06/2006 e 04/2011. | 103 |
| Tabela 4.2: Funções paramétricas da distribuição média do tamanho de gotas e partículas de gelo para diferentes tipos de nuvens marinhas. As unidades dos parâmetros de concentração e raio efetivo das gotas e partículas de gelo nas funções estão em cm^{-3} e μm , respectivamente. Os dados parametrizados foram obtidos para o período de 06/2006 e 04/2011..... | 104 |
| Tabela 4.3: Média aparada em 5% e desvio padrão do raio efetivo das gotas e partículas de gelo para as nuvens marinhas e continentais, referente ao período de 06/2006-04/2011..... | 106 |
| Tabela 4.4: Média aparada em 5% e desvio padrão da concentração de gotas e partículas de gelo para as nuvens marinhas e continentais, referente ao período de 06/2006-04/2011..... | 107 |

LISTA DE SIGLAS

| | |
|--------------------------|---|
| 1B-CPR | <i>Radar Backscatter Profiles</i> |
| 2B-CLDCLASS | <i>Cloud Classification</i> |
| 2B-CLDCLASS-LIDAR | <i>Radar-Lidar Cloud Classification</i> |
| 2B-CWC-RVOD | <i>Level 2B Radar-Visible Optical Depth Cloud Water Content</i> |
| 2B-CWC-RVOD | <i>Cloud Water Content (Radar-Visible Optical Depth)</i> |
| 2B-FLXHR | <i>Fluxes and Heating Rates</i> |
| 2B-GEOPROF | <i>Cloud Geometrical Profile</i> |
| 2B-TAU | <i>Cloud Optical Depth</i> |
| Ac | <i>Altostratus</i> |
| AFSCN | <i>Air Force Satellite Control Network</i> |
| ASAS | <i>Alta Subtropical do Atlântico Sul</i> |
| AMS | <i>American Meteorological Society</i> |
| AMSR-E | <i>Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS</i> |
| AQUA | <i>Água em Latim</i> |
| As | <i>Altostratus</i> |
| Br | <i>Bromo</i> |
| CALIPSO | <i>Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations</i> |
| CAPES | <i>Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior</i> |
| CERES | <i>Clouds and Earth's Radiant Energy System</i> |
| CG | <i>Concentração de Gotas</i> |
| CHAPS | <i>Cumulus Humilis Aerosol Processing Study</i> |
| CIRA | <i>Cooperative Institute for Research in the Atmosphere</i> |
| CPG | <i>Concentração de Partículas de Gelo</i> |

| | |
|-------------------------|---|
| CPR | <i>Cloud Profiling Radar</i> |
| Cu | <i>Cumulus</i> |
| DTG | <i>Distribuição do tamanho de gotas</i> |
| DTPG | <i>Distribuição do tamanho de partículas de gelo</i> |
| DPC | <i>Data Processing Center</i> |
| ECMWF | <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i> |
| ECMWF-AUX | <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts-Auxiliary</i> |
| Ftp | <i>File Transfer Protocol</i> |
| GrADS | <i>The Grid Analysis and Display System</i> |
| Hdf | <i>Hierarchical Data Format</i> |
| LBA-SMOCC-EMfiN! | <i>Large Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia–Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate–Experimento de Microfísica de Nuvens!</i> |
| Lidar | <i>Light Detection and Ranging</i> |
| MP | <i>Material Particulado</i> |
| MATLAB | <i>Matrix Laboratory</i> |
| MISR | <i>Multi-angle Imaging Spectro Radiometer</i> |
| MODIS | <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i> |
| MODIS-AUX | <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer-Auxiliary</i> |
| NASA | <i>National Aeronautics and Space Administration</i> |
| Nb | <i>Nimbostratus</i> |
| NCAR | <i>National Center for Atmospheric Research</i> |
| NCN | <i>Núcleos de Condensação de Nuvens</i> |
| NOAA | <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> |
| OMM | <i>Organização Meteorológica Mundial</i> |
| Pf | <i>Profunda</i> |
| RADAR | <i>Radio detection and Ranging</i> |

| | |
|-----------------|--|
| REG | <i>Raio Efetivo da Gota</i> |
| REPG | <i>Raio Efetivo da Partícula de Gelo</i> |
| Sc | <i>Stratocumulus</i> |
| St | <i>Stratus</i> |
| TRMM-LBA | <i>Tropical Rainfall Measuring Mission-Large-scale Biosphere- Atmosphere</i> |

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 Motivação | 1 |
| 1.2 Objetivos. | 3 |
| 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA | 6 |
| 2.1 Classificação de nuvens. | 6 |
| 2.1.1 Nuvens baixas | 7 |
| 2.1.2 Nuvens médias | 8 |
| 2.1.3 Nuvens altas | 10 |
| 2.1.4 Nuvens com desenvolvimento vertical. | 12 |
| 2.2 Os aerossóis na atmosfera | 18 |
| 2.3 O CloudSat | 24 |
| 2.3.1 Visão geral. | 24 |
| 2.3.2 Produtos do CloudSat | 26 |
| 2.3.3 Descrição física dos algoritmos. | 29 |
| 3 METODOLOGIA E DADOS | 39 |
| 3.1 Região de estudo | 39 |
| 3.2 Dados | 40 |
| 3.2.1 2B-CWC-RVOD | 41 |
| 3.2.2 2B-CLDCLASS | 45 |
| 3.2.3 ECMWF-AUX. | 46 |
| 3.3 Descrição do método computacional | 47 |
| 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES | 60 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 4.1 | Análise microfísica | 60 |
| 4.2 | Análise sazonal | 86 |
| 4.3 | Climatologia das regiões de estudo. | 91 |
| 4.4 | Perfis verticais da distribuição de partículas das nuvens | 94 |
| 4.5 | Funções paramétricas. | 100 |
| 5 | CONCLUSÕES E SUGESTÕES | 108 |
| | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 113 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 MOTIVAÇÃO

As nuvens exercem um papel importante no balanço de energia da Terra. Ao provocar mudanças na reflexão, na absorção e na transmissão da radiação incidente através da atmosfera e também emitir radiação no infravermelho, as nuvens afetam diretamente o tempo e o clima. Ao refletir parte da energia solar de volta para o espaço, as nuvens diminuem a quantidade de energia solar que chega à superfície, contribuindo para a manutenção da temperatura média do planeta. Entretanto, algumas nuvens, podem exercer um efeito de aquecimento sobre a Terra, como é o caso das nuvens do tipo cirrus. Devido a sua baixa espessura óptica, a radiação solar sofre pouca atenuação (absorção e espalhamento) ao penetrar nestas nuvens, permitindo que grande parte dos raios solares (onda curta) atinja a superfície da Terra. Por outro lado, estas nuvens absorvem significativamente a radiação no infravermelho (onda longa) que é emitida pela superfície e pela baixa atmosfera. Desta forma, elas impedem que grande parte desta energia retorne para o espaço. Além disso, as nuvens atuam na manutenção do ciclo hidrológico da Terra, transportando água da atmosfera para a superfície e de uma região do globo para outra.

Na atmosfera, apenas a presença de vapor de água, não garante a formação de nuvens em condições de ar limpo. A formação e o crescimento de gotículas que sejam visíveis a olho nu, dando origem às nuvens, exige a presença de partículas suspensas na atmosfera, chamadas de *aerossóis atmosféricos*. Aerossóis na atmosfera podem servir como núcleos de condensação de nuvens (NCN). Para uma atmosfera livre de aerossóis, seriam necessários, valores de umidade relativa da ordem de 400% (Pruppacher e Klett 1982) para formar uma gota de nuvem. No entanto, na atmosfera terrestre, condições de supersaturação, normalmente não ultrapassam valores acima de 3%.

Segundo Berner e Berner (1987), do total de aerossóis presentes na atmosfera, cerca de 27%, são formados por sais marinhos transportados pelo vento, 17% de sais solúveis de sulfatos, nitratos e amônia, formados por emissões gasosas naturais ou antropogênicas e 41% de poeira do solo e das rochas.

Capítulo 1 – Introdução

De acordo com Wielicki et al. (2005), um aumento na concentração de aerossóis nas colunas atmosféricas associado às atividades humanas, pode responder por um aumento de até 6% no albedo das nuvens. Kaufmann e Koren (2006) verificaram que este aumento, poderia responder por um acréscimo de até 5% na nebulosidade sobre o planeta. Albrecht (1989) encontrou um acréscimo na concentração de gotas (CG) dentro da nuvem e Twomey (1977) do conteúdo de água líquida. Além disso, os aerossóis podem induzir alterações nas propriedades das nuvens, como supressão de chuva fraca (Rosenfeld, 1999), aumento da altura da base da nuvem (Pincus e Barker, 1994; Andreae et al., 2004) e do seu tempo de vida (Albrecht, 1989).

Segundo Rosenfeld e Lensky (1998), a taxa de formação de chuva em nuvens quentes pode variar geograficamente, devido às diferenças na composição e concentração dos NCN e outros fatores que podem influenciar na formação da nuvem e consequentemente da precipitação. Portanto, os resultados encontrados por estes autores, indicam que as diferenças na população e no tipo de NCN encontradas em regiões continentais e oceânicas, podem ser responsáveis por diferenças na estrutura microfísica das nuvens nestas regiões.

Squires (1958) foi o primeiro a realizar experimentos comparativos em nuvens *cumulus* sobre o efeito dos aerossóis marinhos e continentais. Os resultados encontrados por este autor mostraram que a CG em nuvens marítimas era significativamente menor (em média 100 cm^{-3}) quando comparadas com nuvens continentais (em média 900 cm^{-3}). Resultados semelhantes foram encontrados por outros autores como Lewis (1951), Borovikov et al. (1963) e Hobbs et al. (1980). Squires (1958) mostrou ainda que mesmo em regiões fontes do mesmo tipo de núcleo de condensação e sob a influência da mesma massa de ar, a relação entre o tamanho das gotas e sua concentração varia consideravelmente para os diferentes tipos de *cumulus* e *stratus*, devido à particularidade de formação de cada uma destas nuvens.

Embora muitos estudos envolvendo aspectos como a dinâmica, a termodinâmica, a química e a microfísica das nuvens tenham tido um grande avanço nas últimas décadas, o papel do efeito das nuvens em modular o clima terrestre, ainda representa uma das maiores fontes de incerteza nos modelos atmosféricos. Especialmente no que diz respeito aos mecanismos de “feedback” os quais elas participam. No entanto, com o rápido avanço na capacidade computacional conseguida principalmente nas últimas

Capítulo 1 – Introdução

décadas, os modelos de previsão têm conseguido cada vez mais precisão na representação do comportamento das nuvens. A dificuldade está em fazer esta quantificação devido à grande variedade de formas em que uma nuvem pode existir. Cada tipo de nuvem interage com a radiação solar e terrestre de maneira particular, dependendo do seu tamanho, forma, constituição física e altura em que se encontra em relação à superfície (Rudorff et al., 2007). De acordo com Hartmann et al. (1992) e Chen et al. (2000), diferentes tipos de nuvens são frequentemente governadas por diferentes processos dinâmicos e tem diferentes propriedades microfísicas. Por exemplo, embora as nuvens cirrus, altostratus e grande parte das nuvens cumulonimbus sejam predominantemente constituídas por partículas de gelo, estas possuem diferentes aspectos em relação a sua constituição microfísica. Nuvens cirrus geralmente são formadas unicamente por cristais de gelo, altostratus geralmente contém baixa densidade de cristais de gelo e em temperaturas mais elevadas, enquanto que, cumulonimbus podem combinar cristais de gelo, flocos de neve, partículas de gelo escarcha (do inglês: *rimed*) e ainda granizo. Ademais, vários estudos indicam que o espectro do tamanho das gotículas em nuvens *cumuliformes*, tem forte dependência do estágio de desenvolvimento, diferente do que se observa em nuvens *estratifomes*. Segundo Hobbs et al. (1980), a distribuição é mais estreita nos primeiros estágios de formação (cumulus de bom tempo), ocorrendo o alargamento do espectro conforme o desenvolvimento da nuvem. Os autores encontraram gotas com diâmetro variando entre cerca de 2 a 45 μm para cumulus pequenos e para cumulus mais complexos este máximo passou de 60 μm .

1.2 OBJETIVOS

Infelizmente, a maior parte dos experimentos com medidas de microfísica das partículas de nuvens ficaram restritos a nuvens cumulus e estratifomes baixas. Esta dificuldade se deve principalmente ao elevado custo envolvido nesses experimentos, que geralmente conta com o auxílio de aeronaves e instrumentos de alto custo. Além do mais, o risco envolvido em medidas *in situ* feitas a bordo de aeronaves em nuvens altas e profundas, pode ser consideravelmente alto, inviabilizando o experimento.

Neste contexto, o objetivo geral deste trabalho, é iniciar uma caracterização da estrutura microfísica de diferentes tipos de nuvens em duas regiões distintas da América

Capítulo 1 – Introdução

do Sul, utilizando a técnica de sensoriamento remoto através dos dados do satélite de alta precisão CloudSat, incluindo dados auxiliares dos satélites AQUA (água em Latim) e CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations). Os objetivos específicos deste trabalho são:

1. Estimar a concentração e tamanho de gotas e partículas de gelo, para sete diferentes tipos de nuvens fazendo uso de ferramentas estatísticas simples (média aparada, desvio padrão, distribuição de frequência e coeficiente de correlação de Pearson).
2. Fazer a comparação dos parâmetros microfísicos citados acima para duas regiões distintas da América do Sul em diferentes condições termodinâmicas, dinâmicas e químicas da atmosfera. Foi posicionada uma região de estudo sobre uma superfície continental e a outra sobre uma superfície marinha.
3. Fazer a comparação dos parâmetros microfísicos citados anteriormente entre os diferentes tipos de nuvens analisados.
4. Avaliar o potencial do satélite CloudSat em representar as características microfísicas das nuvens estudadas.
5. Obter um banco de dados com valores médios de parâmetros microfísicos para diferentes tipos de nuvens e em diferentes ecossistemas.
6. Obter equações paramétricas, por meio de ajustes matemáticos da distribuição do tamanho de gotas e partículas de gelo para diferentes tipos de nuvens.

Embora os erros associados às estimativas de satélites ainda sejam relativamente altos quando comparado com medidas *in situ*, espera-se que a grande quantidade de dados coletados e analisados neste trabalho, torne a metodologia uma escolha viável e satisfatória, compensando as desvantagens do procedimento.

No próximo capítulo, faz-se uma revisão bibliográfica sobre a classificação de nuvens proposta pela Organização Meteorológica Mundial (OMM); a história, propriedades e os efeitos dos aerossóis atmosféricos e os algoritmos utilizados na recuperação dos parâmetros de microfísica de nuvens que serão apresentados neste trabalho. No capítulo 3, é apresentada a metodologia e a fonte de dados que foi adotada

Capítulo 1 – Introdução

para o desenvolvimento da pesquisa, incluindo uma breve descrição sobre as principais características do sensor Cloud Profiling Radar (CPR) a bordo do satélite CloudSat. Em seguida, o capítulo 4 apresenta os resultados encontrados e as discussões acerca desses resultados. Por fim, o capítulo 5 estabelece algumas relações obtidas a luz dos resultados encontrados, assim como as principais vantagens e limitações encontradas na metodologia adotada.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 CLASSIFICAÇÃO DE NUVENS

Apesar de não existirem nuvens exatamente iguais entre si, devido a sua constante evolução, é possível classificá-las em alguns grupos de acordo com algumas características em comum. Os tipos de nuvens são geralmente definidos de acordo com a fase da água (líquida ou sólida) presente na nuvem na forma de gotas e/ou partículas de gelo e a temperatura do topo da nuvem conforme definido pela American Meteorological Society (AMS). A Organização Meteorológica Mundial (OMM) publicou em 1972 a última versão do Atlas Internacional de Nuvens, onde a classificação proposta é descrita em detalhes. Na sequência, segue um resumo desta classificação.

As nuvens são subdivididas em gêneros, espécies e variedades. Está além do objetivo deste trabalho descrever as espécies (com exceção da nuvem cumulus congestus) e as variedades, portanto o mesmo está limitado à discussão dos gêneros, que são: cirrus (Ci), cirrocumulus (Cc), cirrostratus (Cs), altocumulus (Ac), altostratus (As), nimbostratus (Ns), stratus (St), stratocumulus (Sc), cumulus (Cu) e cumulonimbus (Cb). Pode-se ainda fazer uma subdivisão entre os gêneros, com relação à altura da base de cada nuvem, da seguinte forma:

- Nuvens baixas: *stratus, stratocumulus, e cumulus*;
- Nuvens médias: *altostratus e altocumulus*;
- Nuvens altas: *cirrus, cirrostratus e cirrocumulus*;
- Nuvens de desenvolvimento vertical: *nimbostratus e cumulonimbus*.

A Fig. 2.1 obtida na *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), ilustra a distribuição típica da ocorrência de nuvens na atmosfera seguindo a classificação adota acima.

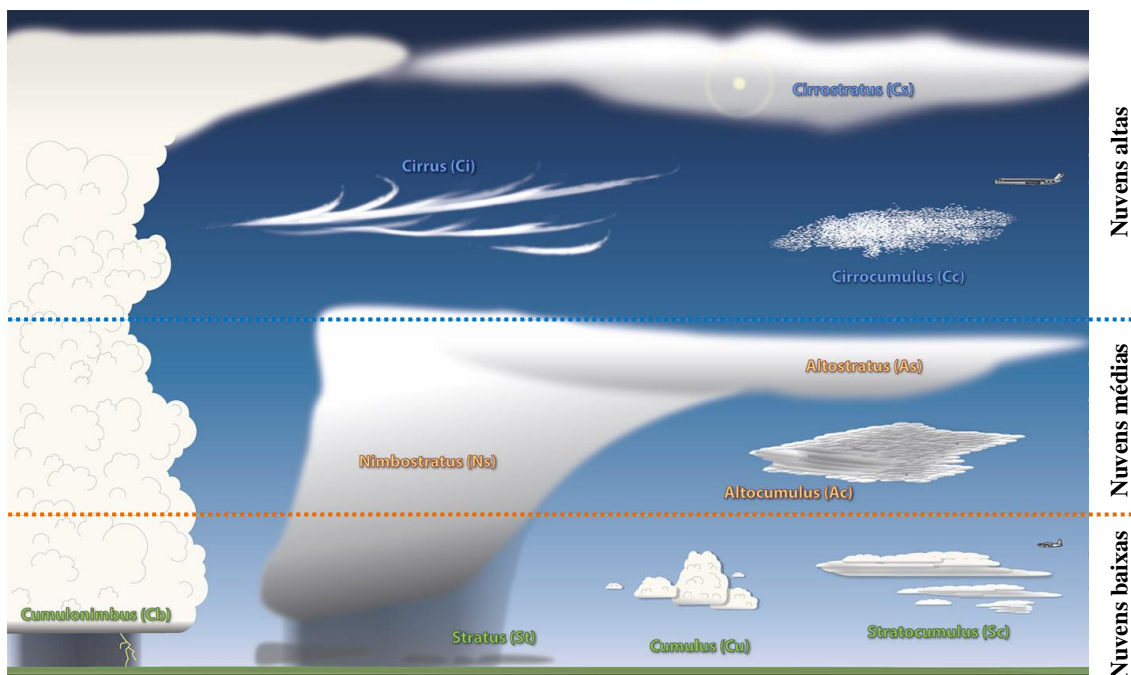


Fig. 2.1 – Distribuição típica da ocorrência de nuvens na atmosfera onde os gêneros são subdivididos de acordo com a altura da base de cada nuvem, conforme a classificação adota pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Fonte: adaptado de <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/clouds/cloudposter.htm>.

A seguir, são transcritas as definições propostas pela OMM (1972) para a elaboração do Atlas Internacional de Nuvens. Também é incluída nesta seção, a definição das nuvens cumulus congestus (espécies de nuvem) devido a sua importância para o presente trabalho.

2.1.1 Nuvens baixas

Stratus

Camada de nuvens geralmente cinzenta, com base uniforme, podendo dar lugar a chuviscos, prismas de gelo ou grãos de neve. Quando o sol é visível através da camada, seu contorno torna-se nitidamente visível. As nuvens stratus não dão lugar a fenômenos de halo, salvo eventualmente a temperaturas muito baixas. Às vezes, estas nuvens se apresentam sob a forma de bancos esfarrapados.



Fig. 2.2 – (a) Nuvem stratus mostrando sua base uniforme formada sobre a cidade de Oliveira, em Minas Gerais. Fonte: <http://www.avvsilva.net/nuvensbaixas/nb360205.htm>. (b) Nuvem stratus baixa sobre a cidade de Bridgeport, na Califórnia, Estados Unidos. A nuvem na fotografia se destaca pela sua baixa altura da base (aproximadamente 30 m) e do topo (aproximadamente 450 m) e é chamada de nevoeiro quando a base se encontra sobre a superfície. Fonte: <http://www.cloudman.com/atlas.htm>.

Stratocumulus

Banco, lençol ou camada de nuvens cinzentas ou esbranquiçadas, tendo quase sempre partes sombrias, compostas de mosaicos, seixos, rolos, etc., de aspecto não fibroso; a maioria dos pequenos elementos dispostos regularmente tem a largura aparente superior a cinco graus (Fig. 2.3).

Cumulus

Nuvens isoladas, geralmente densas e de contorno bem delineado, desenvolve-se verticalmente em forma de montes, de domos ou de torres, e cuja região superior, apresentando várias intumescências, assemelha-se, muitas vezes, a uma couve-flor. As partes destas nuvens iluminadas pelo Sol são, muitas vezes, de um branco ofuscante; sua base, relativamente sombria, é sensivelmente horizontal (Fig. 2.4).

2.1.2 Nuvens médias

Altostratus

Lençol ou camada de nuvens acinzentadas ou azuladas, de aspecto estriado, fibroso ou uniforme, cobrindo inteiramente ou parcialmente o céu, e podendo apresentar partes suficientemente finas onde é possível ver o contorno do sol, embora vagamente,

como se fosse através de um vidro despolido. As nuvens altostratus não apresentam fenômenos de halo (Fig. 2.5).



Fig. 2.3 – (a) Nuvens stratocumulus com seus topos e bases relativamente planos sobre a cidade Poos de Caldas, em Minas Gerais, Brasil. Fonte: <http://www.avvsilva.net/nuvensbaixas/nb360219.htm>. (b) Nuvens stratocumulus sobre a cidade de Abique, no Novo México. Estas nuvens formam-se em massas de ar com alguma instabilidade, quando a umidade é moderada e a temperatura é relativamente baixa. Fonte: http://www.cloudman.com/gallery1_7.html.



Fig. 2.4 – (a) Nuvens cumulus de bom tempo, também chamada de *cumulus humilis*, apresentando pequenas torres de nuvens com base plana e topo arredondados, próximas ao litoral de São Paulo, no Brasil. Fonte: <http://www.flickr.com/photos/douglasramos/sets/721157604079701075/with/6331249479/>. (b) Nuvens cumulus de bom tempo registradas na campanha CHAPS (Cumulus Humilis Aerosol Processing Study) na cidade de Oklahoma, nos Estados Unidos. Fonte: <http://www.pnl.gov/science/highlights/highlight.asp?id=939>.

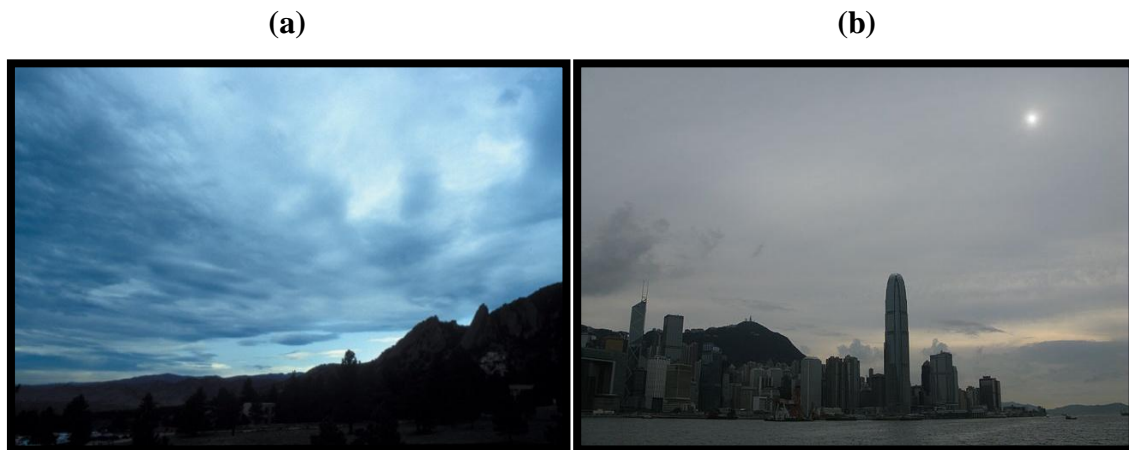


Fig. 2.5 – (a) Nuvem altostratus variando de espessura e cor sobre o céu da cidade de Boulder, Colorado. Fonte: http://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html. (b) Nuvem altostratus cobrindo grande parte do céu da cidade de Hong Kong na China. Ainda é possível ver os contornos do sol atravessando a camada da nuvem. Fonte: http://en.wikipedia.org/wiki/File:altostratus_clouds_over_Hong_Kong.JPG.

Alto cumulus

Banco, lençol ou camada de nuvens brancas ou cinzentas, ou simultaneamente brancas e cinzentas, apresentando geralmente sombras próprias, compostos de pequenas lâminas, seixos, rolos, etc., de aspecto muitas vezes parcialmente fibroso ou difuso, unidos ou não; a maioria dos pequenos elementos dispostos regularmente tem geralmente uma largura aparente compreendida entre um e cinco graus (Fig. 2.6).

2.1.3 Nuvens altas

Cirrus

Nuvens isoladas com a forma de filamentos brancos e delicados, de bancos ou de faixas estreitas brancas ou em sua maioria brancas. Estas nuvens têm um aspecto fibroso (como fios de cabelo) ou um brilho suave, ou ambas as coisas.



Fig. 2.6 – (a) Nuvem altocumulus em um final de tarde na cidade de Los Angeles, nos Estados Unidos. Estas nuvens, frequentemente precedem a entrada de frentes frias, sendo um bom indicativo da formação de instabilidade e mudanças na atmosfera. Fonte: <http://www.photographyontherun.com/default,month,2010-01.aspx>. (b) Nuvens altocumulus formadas a partir de uma nuvem altostratus na cidade de New Lebanon, nos Estados Unidos. Fonte: <http://photo.accuweather.com/photogallery/details/photo/144588/Afternoon+altocumulus+Clouds>.

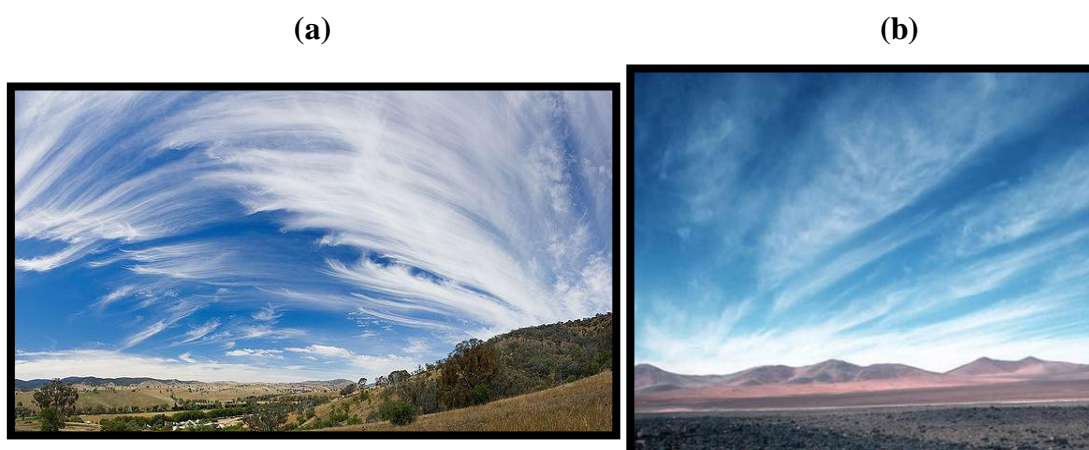


Fig. 2.7 – (a) Nuvens cirrus com filamentos finos sobre o céu da cidade de Victoria, Austrália. Fonte: http://en.wikipedia.org/wiki/File:cirrus_sky_panorama.jpg#filehistory. (b) Nuvens cirrus sobre as áreas secas do Deserto do Atacama no norte do Chile. Fonte: http://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html.

Cirrostratus

Véu de nuvens transparente e esbranquiçado, de aspecto fibroso (como fios de cabelo) ou liso, cobrindo inteiramente ou parcialmente o céu, e dando geralmente lugar a fenômenos de halo.

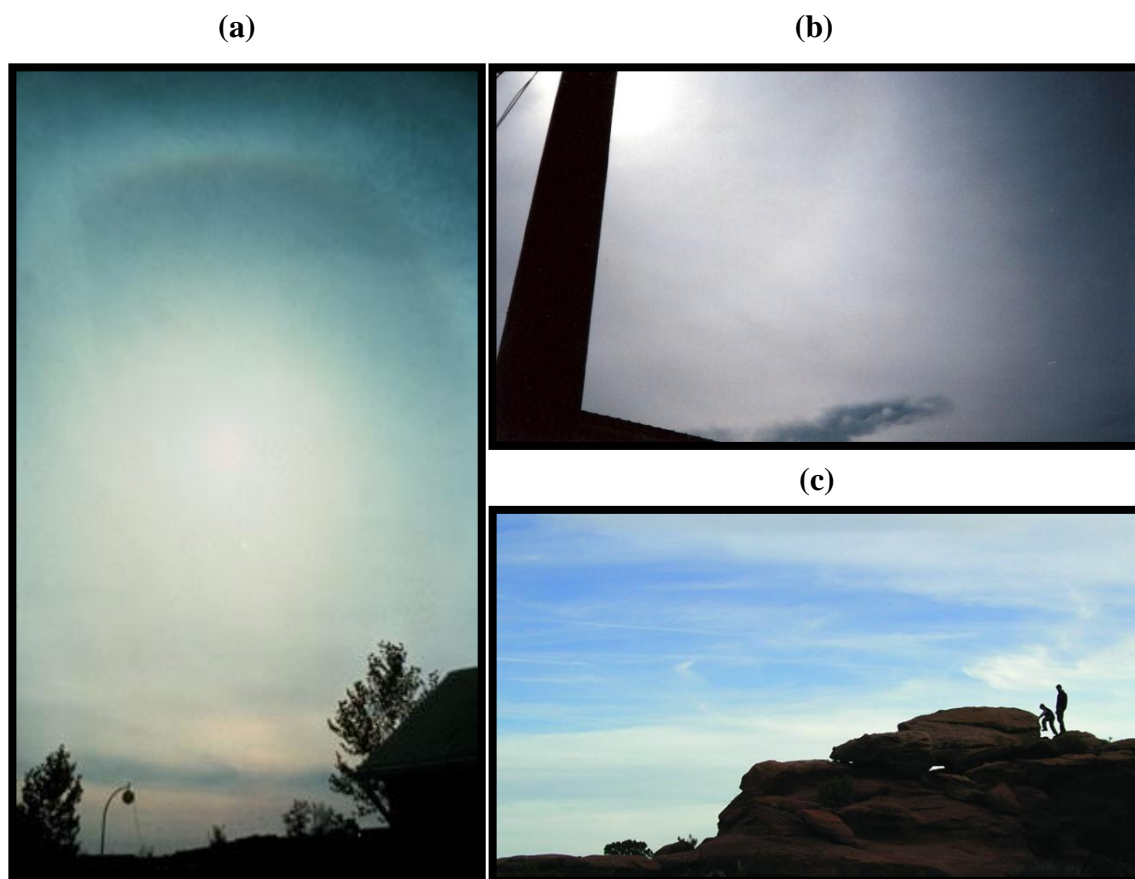


Fig. 2.8 – (a) Nuvem cirrostratus sobre a cidade de Boulder no Colorado, Estados Unidos. Fonte: http://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html. (b) Cirrostratus em Poços de Caldas, Minas Gerais, onde é possível observar o efeito óptico conhecido como Halo. Fonte: <http://www.avvsilva.net/nuvensaltas/na0307.htm>. (c) Cirrostratus sobre a cidade de Moab, Utah. Fonte: http://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html.

Cirrocumulus

Banco, lençol ou camada fina de nuvens brancas, sem sombra própria, composta de pequeníssimos elementos em forma de grãos, rugas, etc., unidos ou não, e dispostos mais ou menos regularmente; a maioria dos elementos tem uma largura aparente inferior a um grau (Fig. 2.9).

2.1.4 Nuvens com desenvolvimento vertical.

Nimbostratus

Camada de nuvens cinzenta, muitas vezes sombria, cujo aspecto torna-se difuso em consequência das pancadas mais ou menos contínuas de chuva ou de neve que, na

maioria dos casos, atingem o solo. A espessura desta camada é, em toda a sua extensão, suficiente para esconder completamente o Sol.



Fig. 2.9 – (a) Nuvens cirrocumulus com pequenos glóbulos de células convectivas sobre o céu da cidade de Campinas, no Brasil. Fonte: <http://www.avvsilva.net/nuvensaltas/na120612.htm>. (b) Nuvens cirrocumulus algumas vezes aparecem em bandas paralelas como pode ser visto pela fotografia tirada próximo ao laboratório da National Center for Atmospheric Research (NCAR) em Boulder, Estados Unidos. Fonte: <http://www.fin.ucar.edu/netpub/server.np?find&catalog=catalog&template=detail.np&field=itemid&op=matches&value=3375&site=imagelibrary>.



Fig. 2.10 – (a) Nuvem nimbostratus com suas camadas acinzentadas e acompanhadas de precipitando intermitente sobre a cidade de Seattle, nos Estados Unidos. Estas nuvens, geralmente resultam do levantamento da camada de ar relativamente instável por uma frente quente ou oclusa. (b) Nuvens nimbostratus sobre as montanhas de Siskiyou no sul do estado de Oregon, nos Estados Unidos. Estas nuvens estão associadas à precipitação contínua na forma de chuva e neve. Fonte: https://www.windos2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html&dev=1.

Cumulus congestus

Esta espécie de nuvem pertence ao gênero cumulus. As nuvens cumulus congestus estão frequentemente associadas com grande extensão vertical, no entanto, são mais largas horizontalmente quando comparadas a uma nuvem cumulonimbus. Sua parte superior, por vezes, se assemelha a uma "couve-flor" e pode preceder a formação de uma nuvem cumulonimbus sobre condições de forte instabilidade atmosférica.



Fig. 2.11 – (a) e (b) Nuvem cumulus congestus exibindo suas multi-células convectivamente ativas em diversos estágios de desenvolvimento em Poos de Caldas, Minas Gerais. Fonte: http://www.avvsilva.net/nuvensde_svert/nv240422.htm. Estas nuvens são formadas sobre forte desenvolvimento convectivo, calor e umidade disponível.

Cumulonimbus

Nuvem densa e potente, de considerável extensão vertical, em forma de montanha ou de enormes torres. Frequentemente possui ao menos uma parte lisa na região superior, fibrosa ou estriada, e quase sempre achatada; esta parte se expande muitas vezes em forma de bigorna ou de um grande penacho. Em baixo da base desta nuvem, comumente muito escura, existem muitas vezes, nuvens baixas esfarrapadas, unidas ou não a ela, e precipitação, geralmente sob a forma de "virga". Forte correntes ascendentes nestas nuvens podem ser responsáveis por cristais de gelo que alcançam tamanhos desde ervilhas a bolas de golfe, ou em raras ocasiões, o tamanho de bolas de beisebol. Além disso, as nuvens cumulonimbus extremamente ativas podem iniciar a formação de tornados em seu interior.

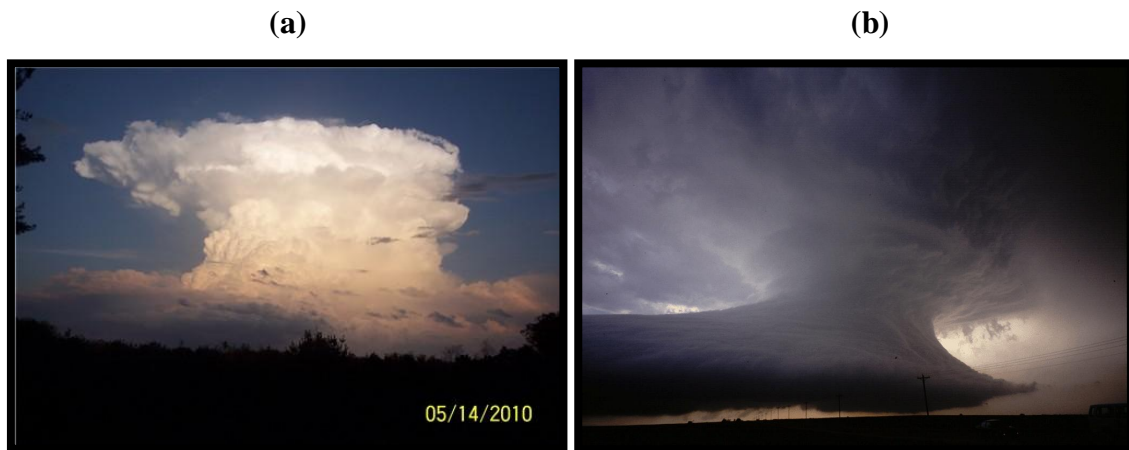


Fig. 2.12 – (a) Nuvem cumulonimbus sobre a cidade de Osceola Mills, nos Estados Unidos, mostrando o seu topo com contornos bem definidos devido à presença de cristais de gelo. Fonte: <http://photo.accuweather.com/photogallery/details/photo/105685/cumulonimbus+Cloud>. (b) Nuvem cumulonimbus sobre a cidade Benkelman, nos Estados Unidos. Fonte: <http://science.nationalgeographic.com/wallpaper/science/photos/clouds/cumulonimbus-cloud/>.

Em seguida é apresentada na tabela 2.1, as principais propriedades das nuvens, obtidas através de observações feitas em diversas regiões ao redor do mundo em diferentes tipos de nuvens (obtidos e adaptados de Day, 2006). Estes resultados mostram as diferentes características encontradas em cada tipo de nuvem, resultante da interação entre diferentes mecanismos dinâmicos e termodinâmicos e dos processos microfísicos nas nuvens, responsáveis pela sua formação e manutenção.

Tabela 2.1: Propriedades dinâmicas e termodinâmicas de diferentes tipos de nuvens, obtidas através de observações feitas em diversas regiões ao redor do mundo.

| Grupo | Gênero | Altura da base (m) | Altura do topo (m) | Estabilidade da massa de ar | Flutuabilidade | Conteúdo de umidade | Levantamento frontal | Tipo de Precipitação |
|----------------------|---------------|---------------------------|---------------------------|------------------------------------|-----------------------|----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Nuvens baixas | St | 305-915 | 610-1830 | Muito estável | Nula | Baixo | Frente quente | Mista |
| | Sc | 305-915 | 610-1830 | Muito estável | Nula | Baixo | Frente quente | Mista |
| | Cu | 610-1220 | 1220-1830 | Levemente instável | Pequena e positiva | Baixo | Não presente | Sem precipitação |
| Nuvens médias | As | 3050-4570 | 3660-5480 | Estável | Nula | Moderado | Frente quente | Ocasionalmente chuva leve |
| | Ac | 3657-4876 | 4267-5486 | Moderadamente instável | Positiva | Moderado | Frente fria | Sem precipitação |

Tabela 2.1 (continuação).

| Grupo | Gênero | Altura da base (m) | Altura do topo (m) | Estabilidade da massa de ar | Flutuabilidade | Conteúdo de umidade | Levantamento frontal | Tipo de Precipitação |
|-------------------------------------|-------------------|--------------------|--------------------|-----------------------------|--------------------|---------------------|----------------------|--|
| Nuvens altas | Ci | 6096-9144 | 9144-12191 | Levemente instável | Pequeno | Baixo | Frente fria e quente | Sem precipitação |
| | Cs | 6095-7620 | 6095-10667 | Estável | Neutro | Baixo | Frente fria e quente | Sem precipitação |
| | Cc | 6095-7620 | 7010-8229 | Levemente instável | Levemente positivo | Baixo | Não presente | Sem precipitação |
| Nuvens com desenvolvimento vertical | Ns | 1828-3047 | 4572-5486 | Muito instável | Neutro | Moderado a alto | Frente quente | Contínua e de moderada a forte |
| | Cumulus congestus | 1200-1800 | 4600-7619 | Instável | Forte e positivo | Alto | Frente fria | Chuva leve |
| | Cb | 914-1523 | 6096-21335 | Muito instável | Forte e positivo | Alto | Frente fria | Intermitente, forte e de curto período |

2.2 OS AEROSSÓIS NA ATMOSFERA

O termo aerossol foi definido pela primeira vez pelo cientista Schumauss em 1920 (Renoux, 1998), definindo-os, como partículas sólidas ou líquidas (com exceção de partículas de nuvens) com dimensões inferiores a 100 μm , em suspensão e dispersas num gás. Tais partículas são frequentemente chamadas de aerocolóides ou matéria particulada, e incluem poeira, cinzas, nevoeiros e sprays.

A partir da era do Iluminismo no século XVIII, iniciam-se os primeiros estudos envolvendo os aerossóis atmosféricos, motivados pelo crescente interesse em compreender a origem da matéria particulada e as suas consequências na atmosfera. Tal interesse por parte da comunidade científica teve início principalmente a partir do aparecimento das primeiras máquinas a vapor, indústrias de metalurgias e de transformação de produtos animais com o início da Revolução Industrial. No final do século XIX, Udden (sem registro de publicação) relata os estudos de vários geólogos, nos quais se estabelece a conexão entre a formação do solo e a presença dos aerossóis na atmosfera. Simultaneamente, os meteorologistas reconhecem as múltiplas influências que os aerossóis exercem na formação da precipitação, na visibilidade atmosférica e no balanço térmico e radiativo. A apresentação da teoria da dispersão da luz de Rayleigh em 1871 e as experiências ópticas de Tyndallem 1870 marcam o início da ciência moderna dos aerossóis. Posteriormente, Aitken (1898) desenvolve a sua teoria sobre os mecanismos de nucleação. Segundo este autor, a radiação solar pode produzir algumas alterações nos constituintes atmosféricos fotoquimicamente ativos, dando lugar à formação de núcleos com dimensões moleculares. Estes núcleos são atualmente chamados de núcleos de Aitken, em homenagem ao meteorologista, físico e engenheiro naval, John Aitken.

Do ponto de vista físico, os aerossóis atmosféricos exercem um efeito direto sobre o balanço de radiação da Terra, modificando o espalhamento e a absorção da radiação solar na atmosfera. Deste modo, modificando o balanço de energia da Terra e, conseqüentemente, o campo de temperatura (Brien, 1963). Por outro lado, alguns aerossóis podem atuar como NCN em processos meteorológicos importantes, como a formação de nevoeiros, nuvens e a precipitação. Já a remoção dos aerossóis na atmosfera é feita pelos processos de deposição seca (sedimentação e difusão) e úmida (precipitação).

O aerossol pode ser classificado como primário ou secundário segundo a origem de sua formação. O *aerossol primário* é formado por partículas provenientes diretamente da fonte de emissão (natural ou antropogénica), dispersando-se na atmosfera sem a ocorrência de transformações químicas. O *aerossol secundário* se origina a partir de transformações físico-químicas que ocorrem na atmosfera, principalmente da conversão gás-partícula iniciadas através dos mecanismos de nucleação¹, condensação e colisão de produtos gasosos (Seinfeld, 1986). A contribuição relativa destes processos depende do tipo de emissões locais, das condições meteorológicas e das condições químicas na atmosfera (Jacobson et al., 2000). Os aerossóis primários resultantes de processos naturais são originados pela ação do vento no solo e nas rochas (produzindo poeiras), no mar (produzindo o “spray” marinho), pelas emissões biogénicas (frutos da ação de organismos vivos), erupções vulcânicas e de queimadas naturais. Segundo estimativas feitas por Guenther et al. (2000), as emissões biogénicas anuais, excedem de 4 a 9 vezes as emissões de origem antrópica em escala global. Desta forma, as emissões biogénicas assumem maior importância para a química atmosférica global em relação às emissões antrópicas. Os aerossóis primários de origem antropogénica, compreendem, por exemplo, o *material particulado*². Este poluente é liberado pela queima de combustíveis fósseis, oriundos de processos industriais e de fontes móveis, da queima de biomassa, atividades agrícolas, exploração mineral e pela construção civil. Já os aerossóis secundários constituem-se em três categorias principais: aerossóis de sulfato, aerossóis de nitrato e aerossóis orgânicos secundários. Os aerossóis secundários podem ser formados tanto por processos naturais, quanto por processos antrópicos. Este último, por exemplo, é formado a partir da emissão de gases originados por processos industriais e da queima de combustíveis, que na atmosfera sofrem reações químicas.

A descrição completa das partículas de aerossol atmosférico requer o conhecimento de parâmetros, como concentração, tamanho, composição química, fase

¹ Na conversão gás-partícula, o processo de nucleação ocorre através da colisão efetiva de um número de moléculas de gás, formando partículas embrionárias grandes o suficiente para permanecerem intactas.

² O Material Particulado (MP) é definido como um conjunto de poluentes na atmosfera, constituído de poeiras, fumaças e todo tipo de material sólido e líquido (exceto água), que devido ao seu pequeno tamanho (faixa de diâmetro entre 0,002 e 100 µm), se mantém suspenso na atmosfera.

(líquida ou sólida) e sua morfologia (forma das partículas). Estas características dependem basicamente de duas condicionantes. A primeira, diz respeito aos processos de evolução ou "envelhecimento" na atmosfera. Estes processos estão associados ao ciclo de vida do aerossol na atmosfera, que é, em média, da ordem de alguns dias a uma semana, e ao contrário dos poluentes gasosos, apresentam grande heterogeneidade espacial (Seinfeld e Pandis, 1998). Durante esse tempo, as partículas sofrem "envelhecimento", que envolvem processos de coagulação (colisão efetiva entre elementos gasosos condensáveis), condensação e evaporação na atmosfera. A segunda condicionante para a descrição dos aerossóis se refere à natureza das fontes de emissão. Devido ao seu curto ciclo de vida na atmosfera, a concentração e o tipo de aerossóis (composição química e forma) são altamente dependentes da fonte emissora. Na Fig. 2.13 é apresentada de forma esquemática, as fontes de emissão direta e os mecanismos precursores da formação dos aerossóis na atmosfera.

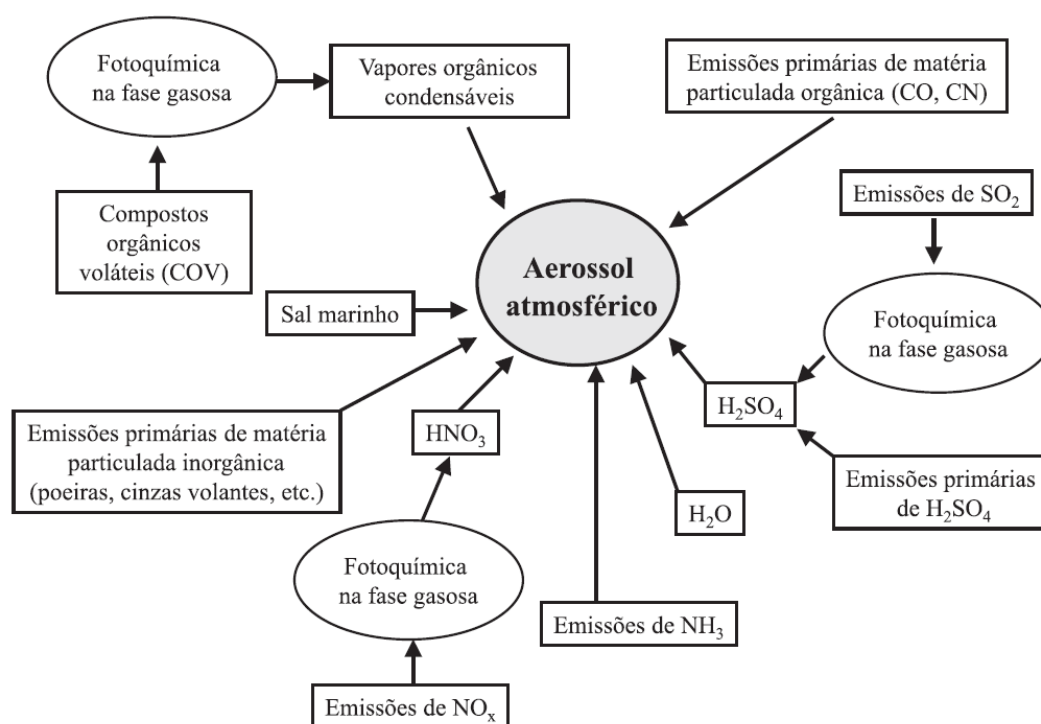


Fig. 2.13 – Representação esquemática dos mecanismos de formação dos aerossóis atmosféricos (Célia Alves, 2005).

Junge (1963) publicou o primeiro trabalho sobre a distribuição do tamanho dos aerossóis separados por classes de tamanhos. Utilizando um conjunto de observações realizadas na Alemanha, o autor concebeu uma classificação geográfica, dividindo os

aerossóis em marinhos, continentais e “de fundo”. O autor também criou uma classificação dos aerossóis dividindo-os em três classes de tamanho distintas. Nesta classificação, os aerossóis foram divididos em: núcleos de Aitken ($0,001- 0,1 \mu\text{m}$), partículas grandes ($0,1-1 \mu\text{m}$) e partículas gigantes ($> 1 \mu\text{m}$), também chamadas de partículas grosseiras. Deve referir-se que o tamanho da partícula é, em geral, associado ao diâmetro aerodinâmico equivalente, ou seja, ao diâmetro de uma partícula esférica de densidade unitária (1000 kg/m^3 ou 1g/cm^3) e a mesma velocidade de queda que a partícula em consideração (Seinfeld e Pandis, 1998). A Fig. 2.14 apresenta esquematicamente, o intervalo de tamanho das partículas de aerossol de acordo com os processos físicos e químicos que ocorrem na atmosfera.

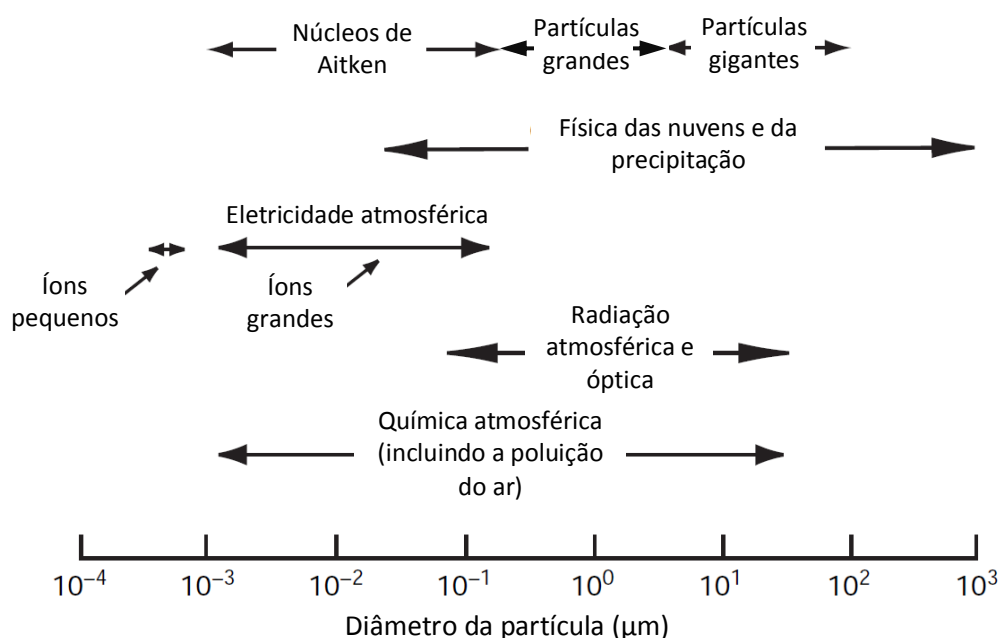


Fig. 2.14 – Alcance de tamanho das partículas na atmosfera e a sua importância para as diferentes áreas científicas (adaptado de Wallace e Hobbs, 2006).

Os oceanos são uma das mais importantes fontes de aerossol atmosférico, ejetando cerca de 1000-5000 Tg de partículas por ano na atmosfera. Esta ejeção de partículas é causada principalmente pelo rompimento das bolhas na superfície do oceano. Estes processos são favorecidos pela ação do vento e produzem principalmente partículas gigantes, comumente nomeadas de *spray marinho* ou *aerossol marinho*. A formação do *spray marinho* na superfície do oceano é ilustrada na Fig. 2.15. A ilustração mostra que pequenas gotículas, chamadas de *películas de gotas* (do inglês: *film drops*), são produzidas quando a parte superior da bolha na superfície da água é rompida. Bolhas com diâmetro superiores a 2 mm, ejetam na atmosfera,

aproximadamente, de 100-200 *películas de gotas* cada. Posteriormente, estas gotículas irão evaporar devido à incidência da radiação solar, resultando em partículas de sal marinho com diâmetro inferior a aproximadamente 0,3 μm . No processo de rompimento da bolha, formam-se, aproximadamente, de uma a cinco gotas grandes, chamadas de *jatos de gotas* (do inglês: *jet drops*). Durante o rompimento da bolha, os jatos de gotas são lançados a cerca de 15 cm de altura. A evaporação destas gotas maiores resultará em partículas de sal marinho com diâmetro superior a 2 μm . Devido ao grande tamanho dos jatos de gotas, essas partículas possuem um curto tempo de permanência na atmosfera e não são transportadas a longas distâncias.

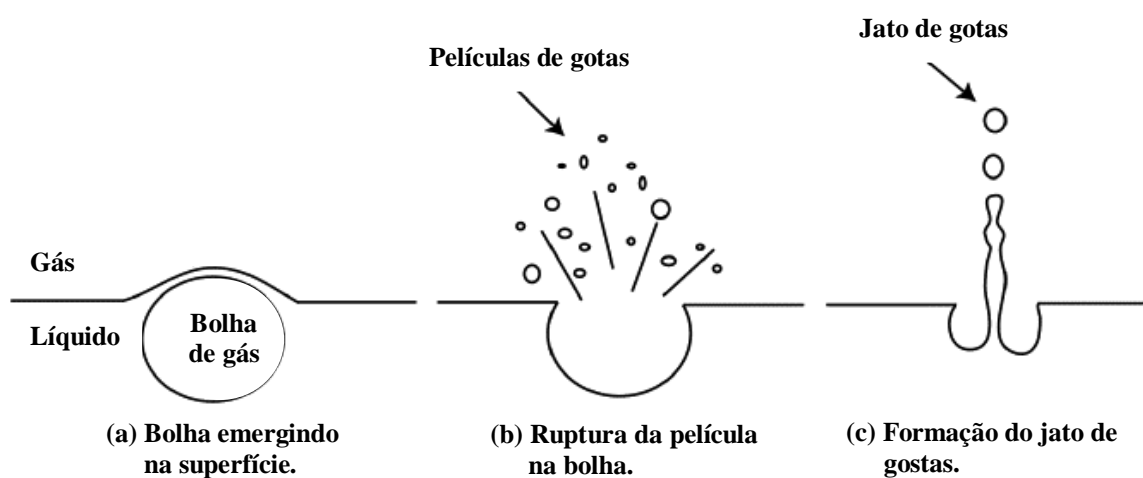


Fig. 2.15 – Estágios de formação do spray marinho na superfície do oceano (adaptado de Guézennec et al., 2005).

A composição química das partículas de sal marinho é formada por uma mistura complexa de materiais que se encontram em solução e em suspensão no oceano (Cadle, 1966). O principal constituinte é o cloreto de sódio (NaCl), mas pequenas quantidades de outras substâncias inorgânicas também estão presentes, principalmente sulfatos (formados pelo ânion SO_4^{-2}), carbonatos (formados pelo ânion CO_3^{-2}), potássio (K), cálcio (Ca), magnésio (Mg). O Bromo (Br) é também um importante constituinte da água marinha. Segundo Sander et al. (2003), a produção de aerossol marinho na superfície do oceano é responsável pela maior parte da formação de Br sobre o planeta.

Os aerossóis continentais abrangem todo tipo de partícula em suspensão na atmosfera formada sobre a superfície terrestre, sendo originadas por diversos processos, como as emissões biogênicas, erupções vulcânicas, poeira do solo e a queima de combustíveis fósseis e de biomassa. Devido a essa grande heterogeneidade de fontes de

emissão, as massas de ar de origem continental, geralmente contém um número muito maior de NCN em comparação as massas de ar marinhas, que contam como principal fonte de NCN, apenas o rompimento das bolhas na superfície do oceano (Wallace e Hobbs, 2006). Esta dependência da concentração de NCN sobre o tipo de massa de ar é mostrada na Fig. 2.16. Por exemplo, a figura mostra, que a concentração de NCN em 1% de supersaturação, é cerca de 300 partículas/cm³ na massa de ar continental sobre o Açores (linha vermelha), 100 partículas/cm³ na massa de ar marinha sobre a Florida (linha verde) e 30 partículas/cm³ no ar limpo do Ártico (linha azul). No entanto, embora a concentração de aerossóis sobre o continente (excluindo as regiões remotas polares) seja significativamente maior em comparação as massas de ar sobre o oceano, a taxa de NCN em relação ao número total de partículas presentes no ar é de 0,2-0,6 na massa de ar marinha, contra apenas cerca de 0,01 para a massa de ar continental, podendo chegar a 0,1 (Wallace e Hobbs, 2006). A baixa taxa de NCN em relação ao total de aerossóis na massa de ar continental se deve principalmente ao grande número de pequenas partículas que não são ativadas em condição de baixa supersaturação. Além disso, a concentração de NCN na atmosfera decresce aproximadamente um quinto do seu valor entre a camada limite planetária e a atmosfera livre. Sobre o mesmo intervalo de altura, a concentração de NCN sobre a superfície marinha permanece praticamente constante e pode até mesmo aumentar com a altura, alcançando uma concentração máxima justamente acima da altura média da nuvem. Contudo, é exatamente esta diferença no tipo e número de NCN que pode existir sobre uma atmosfera continental e marinha, que é responsável pela diferença na distribuição de gotas encontradas nestas nuvens. Uma vez que o conteúdo de água líquida não difere significativamente entre uma nuvem continental e marinha, o grande número de NCN encontrados em uma massa de ar continental resulta em gotas menores e nuvens mais estáveis. A explicação física, é que o elevado número de NCN, faz com que o conteúdo de vapor d'água disponível na massa de ar, se distribua para um número muito grande de partículas, conseqüentemente, resultando no decréscimo do tamanho das gotas. Em nuvens marinhas, um número menor de NCN irá disputar pelo vapor d'água disponível, desta forma, resultando em gotas maiores e nuvens menos estáveis, devido ao favorecimento de mecanismos que iniciam e promovem a manutenção da precipitação em nuvens quentes, como a *colisão e coalescência*³.

³ O processo de colisão e coalescência é o mecanismos dominante na formação e manutenção da

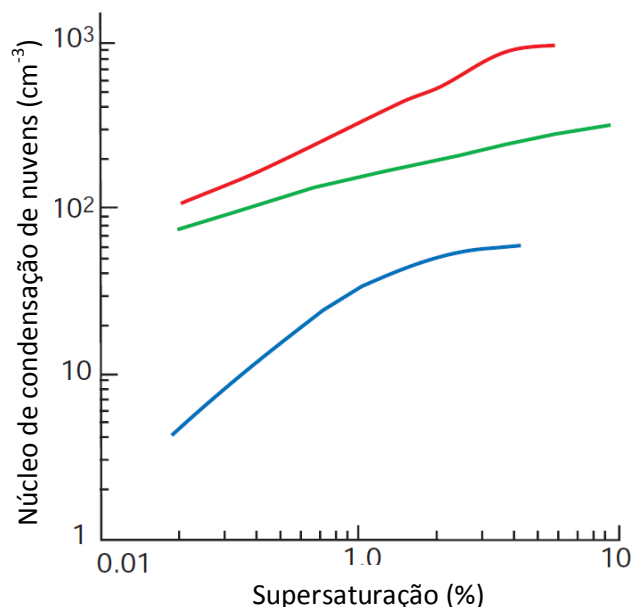


Fig. 2.16 – Espectro do núcleo de condensação de nuvens medido na camada limite próximo às ilhas de Açores em uma massa de ar poluída (linha vermelha), na Florida em uma massa de ar marinha (linha verde) e no ar limpo do Ártico (linha azul). Adaptado de Hudson e Yun (2002).

2.3 O CLOUDSAT

2.3.1 Visão geral

O satélite CloudSat (Stephens et al. 2002) foi planejado e construído para ser uma das principais ferramentas no avanço das pesquisas em ciências do Sistema Terrestre pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) em cooperação com a *Colorado State University*. Sua principal missão é fornecer observações necessárias para melhorar a nossa compreensão de como as nuvens interagem no tempo e no clima do planeta. Lançado em 28 de abril de 2006, o CloudSat possibilitou pela primeira vez a realização de estudos da estrutura tridimensional das nuvens em escala global baseado em um radar operando em comprimento de ondas em milímetros. Desta forma, medindo as propriedades microfísicas das nuvens e a precipitação a partir do espaço. Seus dados reúnem informações sobre a estrutura, frequência e volume das

precipitação em nuvens quentes (nuvens sem a formação de gelo). Este mecanismo se inicia, à medida que algumas gotículas de nuvem crescem a um tamanho grande o suficiente para cair no interior da nuvem. Como essas gotículas maiores caem rapidamente, elas colidem com as gotículas menores e mais lentas e coalescem (combinam) com elas, tornando-se cada vez maiores. Tornando-se maiores, elas caem mais rapidamente e aumentam suas chances de colisão e crescimento.

nuvens, bem como as variações geográficas e sazonais. Além disso, o conjunto destes dados possibilita a avaliação das propriedades das nuvens derivadas de outros satélites, assim como o modo de como as nuvens são parametrizadas nos modelos de circulação atmosférica global. Consequentemente, isso trás melhorias também para os modelos regionais de previsão de tempo e clima.

O CloudSat possui o primeiro radar (Radio detection and Ranging) banda-W (94-GHz) a bordo de um satélite, o CPR. Com um ângulo de visada no nadir, o CloudSat possui uma resolução vertical de 240 m, entre a superfície e aproximadamente a altitude de 30 km, originando 125 níveis ao longo da coluna atmosférica, chamado de perfil do CloudSat. Cada perfil do CloudSat é gerado em um intervalo de 160 milissegundos, que viajando a uma velocidade orbital média de 27021 km/h, resulta em uma resolução horizontal de aproximadamente 1,1 km de varredura no campo de visada. O CloudSat conta ainda, com uma combinação de observações feitas por mais cinco satélites que sobrevoam em formação com ele. O conjunto destes seis satélites é chamado de constelação A-Train (Fig. 2.17), 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. Informações mais detalhadas sobre a constelação de satélites A-Train pode ser conferida em <http://atrain.nasa.gov/index.php>.

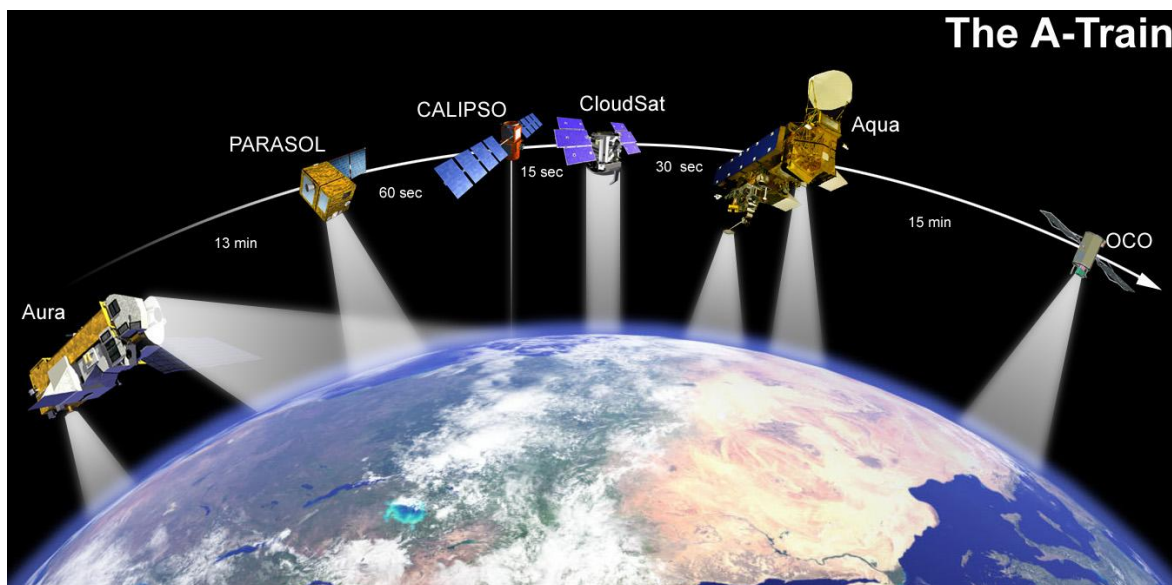


Fig. 2.17 – Representação da constelação A-Train, indicando os satélites que compõem o sistema. Fonte: http://commons.wikimedia.org/wiki/File:A-Train_satellites.jpg.

2.3.2 Produtos do CloudSat

O gerenciamento e a disponibilização dos dados do satélite CloudSat para a comunidade científica, é feito pelo *data processing center* (DPC), sendo administrado pela *Cooperative Institute for Research in the Atmosphere* (CIRA), na qual faz parte da *Atmospheric Science Department* na *Colorado State University*.

O CloudSat tem um período nodal de aproximadamente 98,8 minutos. Durante a sua passagem, ele sobrevoa as estações de superfície da *Air Force Satellite Control Network*⁴ (AFSCN), onde os dados são então descarregados a cada passagem. Em seguida, estes dados são enviados para *Kirtland Air Force Base*, localizada na cidade de Albuquerque (Novo México) nos Estados Unidos, onde é feito o seu controle da qualidade. Por fim, os dados são transmitidos via internet para o DPC localizado na cidade de Fort Collins no estado americano do Colorado, onde são submetidos ao sistema de processamento de dados. Esta última etapa, é responsável pela geração dos diversos produtos que contêm os parâmetros das propriedades das nuvens (raio efetivo e concentração de gotas e partículas de gelo, conteúdo de água líquida e de gelo, incertezas, etc.). A Fig. 2.18 mostra um esquema do fluxo de dados que é processado

⁴ A AFSCN consiste em uma rede de estações de superfície localizadas ao redor do mundo, com a finalidade de receber e processar os dados transmitidos por um conjunto de satélites pertencentes aos Estados Unidos, além de enviar comandos a estes.

diariamente no DPC. O DPC conta também com dados de outros sensores, como o MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo do AQUA e o Lidar (Light Detection and Ranging) a bordo do CALIPSO. O DPC também processa diariamente dados de modelagem do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) interpolados para a órbita do CloudSat pelo algoritmo *Generic-AUX Interpolate-to-Reference*.



Fig. 2.18 – Esquema com o fluxo de dados que é processado diariamente no *data processing center* (DPC).

A Tabela 2.2, lista os principais produtos que são gerados e disponibilizados pelo DPC, separados em nível-1 e nível-2. Os produtos do nível-1 contêm as medidas de refletividade do radar e os dados auxiliares na tarefa de navegação (Produto ID iniciado com o número 1). Os produtos do nível-2 contêm as propriedades dos perfis de nuvens obtidas através dos dados de radar do CloudSat, além dos dados auxiliares de radiação dos sensores MODIS, AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS*) e CERES (*Clouds and Earth's Radiant Energy System*) a bordo do satélite Aqua (Produto ID iniciado com a número 2). Os produtos de nível 2 são divididos em duas classes. A primeira classe contém os produtos dos dados padronizados considerados necessários para satisfazer o objetivo da missão. A segunda classe consiste em produtos

experimentais que fornece informações complementares ao avanço da missão. A combinação dos dados obtidos dos sensores citados acima com os dados do radar a bordo do CloudSat, oferece uma ferramenta importante para o avanço no entendimento das propriedades microfísicas das nuvens.

Os parâmetros que foram utilizados neste trabalho são descritos na seção 3.2 em Metodologia e dados. O CloudSat ainda disponibiliza outros produtos como o 2B-GEOPROF-LIDAR, 2C-PRECIP-COLUMN, 2D-CLOUDSAT-TRMM, ECMWF-AUX e 2B-CWC-RO (as descrições estão inseridas na lista de siglas).

Tabela 2.2. Principais produtos disponibilizado pelo CloudSat.

| Produto ID | Descrição | Características e referências |
|-------------------------------|--|--|
| Produtos padrões | | |
| 1B-CPR | Refletividade do radar calibrada | Resolução vertical de 240 m; dia e noite. |
| 2B-GEOPROF | Perfil geométrico de nuvens expresso em termos de ocorrência e refletividade (ecos significativos), incluindo também correção por atenuação (gás). | Resolução vertical de 500 m (contudo, o produto do radar-lidar terá maior resolução vertical); dia e noite. |
| 2B-CLDCLASS | Oito classes de tipos de nuvens, incluindo precipitação, identificação e probabilidade de condições de fase mista. | Wang and Sassen (2001); dia e noite. |
| 2B-TAU | Espessura óptica de nuvem por camada | $\tau > 0,1$; dia somente. |
| 2B-CWC-RVOD | Conteúdo de água líquida e gelo na nuvem | 240 m; dia e noite; durante o dia é utilizado o produto 2B-TAU. As estimativas dos produtos diurnos são mais precisas em comparação aos produtos noturnos. |
| 2B-FLXHR | Fluxo radiativo atmosférico e taxa de aquecimento. | Resolve fluxos de onda longa no topo da atmosfera e superfície a $\sim 10 \text{ Wm}^{-2}$ e equivalente em aquecimento de nuvem $\sim \pm 1 \text{ K dia}^{-1}\text{km}^{-1}$. |
| Dados auxiliares | | |
| MODIS-AUX | Radiância do sensor MODIS e máscara de nuvens | |
| ECMWF-AUX | Conjunto de variáveis de estado geradas por um modelo de previsão interpoladas para órbita do CloudSat. | |
| Produtos experimentais | | |
| Precipitação | Quantidade de precipitação. | |
| Fase da nuvem | Discriminação entre água e gelo. | |

Fonte: Adaptado de Stephens et al. 2002.

2.3.3 Descrição física dos algoritmos

Fase líquida

No algoritmo de recuperação implementado para gerar os produtos do 2B-CWC-RVOD, a distribuição do tamanho de gotas (DTG) nas nuvens foi modelada utilizando uma distribuição log-normal, definido por

$$N(r) = \frac{N_t}{\sqrt{2\pi\omega r}} \exp\left[\frac{-\ln^2(r/r_g)}{2\omega^2}\right], \quad (1)$$

onde $N_t = \int N(r)dr$ é a concentração total de gotas (cm^{-3}). O termo $N(r)dr$, representa o número de gotas por unidade de volume com raio entre r e dr . A dispersão espectral do raio das gotas é dada pelo parâmetro de largura logarítmica ω (adimensional) da distribuição e r é o raio da gota (μm). Os parâmetros r_g , ω e σ_g podem ser escritos como

$$r_g = e^{\overline{\ln r}}, \quad (2)$$

$$\omega = \ln \sigma_g, \quad (3)$$

$$\sigma_g = \sqrt{(\ln r - \ln r_g)^2}, \quad (4)$$

onde r_g é o raio mediano⁵ e σ_g é o desvio padrão geométrico (ou desvio padrão do log do raio da gota), no qual representa um média da largura do espectro. A equação (1) pode ser completamente resolvida pelos três parâmetros: N_t , ω e r_g . Conhecendo-se estes três parâmetros, r e σ_g podem ser facilmente encontrados resolvendo o sistema de equações em (2), (3) e (4). A equação (1) é um dos parâmetros fundamentais na determinação da refletividade do radar em uma nuvem e foi proposta inicialmente para a modelagem microfísica das nuvens por Mueller e Simms (1966), Levin (1971), Bradley e Stow (1974) e Markowitz (1976). A distribuição Gama proposta por Ulbrich (1983), frequentemente, também é aplicada para a DTG de nuvens stratus e stratocumulus. As duas distribuições (Gama e Log-normal) são as mais utilizadas no estudo da microfísica de nuvens, pois modelam satisfatoriamente a maioria das DTG, como foi verificado em recentes experimentos de campo realizados em nuvens stratus e stratocumulus.

O raio efetivo r_e (μm) é definido em termos da distribuição de gotas de uma nuvem, podendo ser escrito como

$$r_e = \frac{\int_0^\infty N(r)r^3 dr}{\int_0^\infty N(r)r^2 dr}. \quad (5)$$

⁵ Raio da gota, para o qual, 50% do volume de gotas apresentam gotas de raio inferior a ele.

O tamanho das gotas em nuvens não precipitantes ou com a presença de precipitação leve na forma de chuviscos é relativamente pequeno, quando comparado a nuvens com a ocorrência de precipitação forte. Esta hipótese, permite modelar as gotas com estas características usando a teoria do espalhamento Rayleigh no comprimento de onda do radar do CloudSat. Fazendo-se uso desta consideração, o

$$Z = 64 \int_0^{\infty} N(r)r^6 dr. \quad (6)$$

Portanto, substituindo a equação (1) em (5) e (6), podemos escrever r_e e Z como

$$r_e = r_g \exp\left(\frac{5}{2}\omega^2\right), \quad (7)$$

$$Z = 64N_t r_g^6 \exp(18\omega^2). \quad (8)$$

As equações (7) e (8) são dependentes da posição na coluna da nuvem, e assim, podem ser escritas na forma $r_e(z)$ e $Z(z)$.

Basicamente, os parâmetros microfísicos gerados pelos algoritmos de recuperação do CloudSat (“*output*”), tem como medidas independentes apenas a energia retroespalhada pelas partículas da nuvem e a profundidade óptica (se disponível⁶), que é integrada em toda coluna da nuvem. O fator de refletividade Z do radar poderá ser obtido a partir da energia retroespalhada através da equação do radar (por exemplo, Meneghini and Kozu, 1990), que é definida como

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2 G^2 \Delta \Omega Z}{(4\pi)^3 r^2}, \quad (9)$$

onde

- P_r é a energia média de retorno de um alvo para o radar;
- P_t é a energia de pico transmitida pelo radar;
- λ é o comprimento de onda da energia transmitida do radar;
- G é o ganho da antena do radar;

⁶ Estimativas de profundidade óptica são difíceis ou em muitos casos impossíveis de serem feitas, devido à complexidade na forma dos alvos e algumas hipóteses feitas para simplificar os cálculos, necessárias para o grande volume de dados gerados em um satélite operacional.

- Δ é a resolução de alcance do radar;
- Ω é a integral normalizada padrão da antena;
- Z é a seção transversal de retroespalhamento por unidade de volume
- r é a distância do CPR a nuvem ou superfície.

A equação acima pode ser reescrita em função de Z como

$$Z = \frac{P_r}{P_t} C r^2, \quad (10)$$

onde

$$C = \frac{(4\pi)^3}{\lambda^2 G^2 \Delta \Omega}. \quad (11)$$

Desta forma, o fator de refletividade Z pode ser determinado se for conhecido os parâmetros P_r , P_t , C e r .

Complementar as duas medidas citadas acima, um conjunto de dados pretéritos (baseados em climatologia, temperatura ou outros critérios) são utilizados. Estes dados permitem que as soluções sejam consistentes com as medidas sem a necessidade de fixar determinados parâmetros, por exemplo, a concentração de partículas através da coluna da nuvem. Este conjunto de dados é baseado em um banco de dados de medidas microfísicas para diferentes tipos de nuvens, tendo como finalidade, representar a probabilidade ou o valor estatístico dos parâmetros de interesse como: o raio mediano, a concentração e o parâmetro de largura logarítmica da distribuição (Miles et al., 2000).

O algoritmo aqui descrito utiliza a aproximação descrita por Rodgers (1976, 1990, 2000) e Marks e Rodgers (1993), onde o vetor das variáveis medidas y (refletividade do radar e profundidade óptica) é relacionado com o vetor das variáveis desconhecidas x (raio médio geométrico, concentração e o parâmetro de largura logaritmo da distribuição) pela seguinte relação:

$$y = F(x) + \epsilon_y, \quad (12)$$

onde ϵ_y representa as incertezas, como ruídos⁷ e erros de calibração dos instrumentos a bordo do CloudSat. Geralmente, é adotado um valor de incerteza fixo para cada radar. Para um perfil vertical de medida de refletividade em uma nuvem contendo p níveis, o vetor terá $n = 3p$ elementos:

$$x = \begin{bmatrix} r_g(z_1) \\ \vdots \\ r_g(z_p) \\ N_T(z_1) \\ \vdots \\ N_T(z_p) \\ \omega(z_1) \\ \vdots \\ \omega(z_p) \end{bmatrix}, \quad (13)$$

sendo $r_g(z_i)$, $N_T(z_i)$ e $\omega(z_i)$, respectivamente, o raio mediano, a CG e o parâmetro de largura logarítmica da distribuição na altura z_i . O termo z_1 representa a altura da estimativa do radar feita na base da nuvem e z_p , é a altura da estimativa feita no topo da nuvem no perfil.

O vetor y é composto de $m = p + 1$ elementos para um perfil de nuvem contendo p pixels de nuvens:

$$y = \begin{bmatrix} Z'_{dB}(z_1) \\ \vdots \\ Z'_{dB}(z_p) \\ \tau \end{bmatrix}, \quad (14)$$

onde $Z'_{dB}(z_i)$ é o fator de refletividade ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) medido pelo radar na altura z_i e τ é a profundidade óptica (adimensional) medida pelo sensor MODIS. A profundidade óptica é medida pelo sensor MODIS apenas durante o período diurno, sendo utilizado durante o período noturno, um valor a priori baseado em climatologias. Para reduzir o grande alcance dinâmico da variável refletividade e tornar o modelo mais linear, Z é convertido para a variável logarítmica Z_{dB} pela transformação $Z_{dB} = 10 \log Z$, onde Z_{dB} tem unidade de dBZ e \log indica o logaritmo na base 10.

⁷ Ruído pode ser definido como uma informação indesejada que contamina a imagem. Ruídos são produzidos devido a inúmeros fatores, que incluem efeitos térmicos, saturação dos sensores, erros de quantização e transmissão (Corner et al., 2003).

A relação entre o vetor das variáveis de interesse x com o vetor das variáveis medidas y é dada pela função $F(x)$. Então, por definição, F possui as mesmas unidades do vetor y , podendo ser escrito através da expressão:

$$F(x) = \begin{bmatrix} Z'_{dB}(z_1) \\ \vdots \\ Z'_{dB}(z_p) \\ \tau \end{bmatrix}. \quad (15)$$

Portanto, cada elemento (referente a cada pixel medido pelo CPR) pode então ser escrito como

$$Z'_{dB}(z_i) = 10 \log[64 N_{T_i} r_{g_i}^6 \exp(18 \omega_i^2)], i = p \quad (16)$$

$$\tau = \sum_{i=1}^p [2\pi N_{T_i} r_{g_i}^2 \exp(2 \omega_i^2) \Delta z]. \quad (17)$$

O símbolo ΔZ representa a resolução vertical do radar (240m).

Fase sólida

$$N(D) = \frac{N_t}{\sqrt{2\pi\omega D}} \exp\left[\frac{-\ln^2(D/D_g)}{2\omega^2}\right], \quad (18)$$

onde N_t é a concentração total de partículas de gelo (cm^{-3}), D é o diâmetro equivalente de uma massa de gelo esférica, D_g é o diâmetro médio geométrico e ω é o parâmetro de largura logarítmica (adimensional). Diferentemente da distribuição de gotas, apresentada na seção anterior, o D e o D_g são dados em unidades de mm (ao invés de μm) e N_T em m^{-3} (ao invés de cm^{-3}). O raio efetivo r_e (mm) é definido em termos da distribuição de partículas de gelo na nuvem, sendo escrito como

$$r_e = \frac{1 \int_0^\infty N(D) D^3 dD}{2 \int_0^\infty N(D) D^2 dD}. \quad (19)$$

Igualmente ao critério adotado para modelar as gotas pequenas de nuvem, a teoria do espalhamento Rayleigh será utilizada para modelar as nuvens compostas de pequenas partículas de gelo. Logo, o fator de refletividade Z do radar poderá ser escrito, como

$$Z_{Ray} = \int_0^{\infty} N(D)D^6 dD. \quad (20)$$

Portanto, substituindo a equação (18) em (19) e (20), podemos escrever r_e e Z da seguinte forma:

$$r_e = \frac{1}{2} D_g \exp\left(\frac{5}{2} \omega^2\right) 10^3, \quad (21)$$

$$Z_{Ray} = N_t D_g^6 \exp(18\omega^2). \quad (22)$$

As equações (21) e (22) são dependentes da posição na coluna da nuvem, e assim, podem ser escritas na forma $r_e(z)$ e $Z_{Ray}(z)$.

Em radares operando na frequência de 35 ou 94 GHz, o *parâmetro de tamanho*⁸ (do inglês: “*size parameter*”), permanece menor que a unidade para partículas de gelo com diâmetro de até 100 μm . Portanto, a aproximação Rayleigh é quase sempre satisfeita para essas frequências. Entretanto, devido à refletividade do radar no regime Rayleigh ser função da sexta potência do diâmetro da partícula (ver equação 22), a aproximação Rayleigh poderia introduzir erros significativos no tratamento de partículas maiores de gelo, até mesmo em casos onde estas se encontram em pequeno número. Deste modo, para estas partículas maiores que violam o critério Rayleigh, é aplicado o critério de Lorenz-Mie para o cálculo do fator de refletividade, sendo agora expresso por Z_{Mie} . No cálculo de Z_{Mie} foi utilizada a equação de Bohren e Huffman (1983), que dá a relação entre Z_{Mie} e Z_{Ray} como uma função dos parâmetros de distribuição D_g e ω , aplicando uma combinação de função Gaussiana, sendo escrita como a função de razão:

$$f_{Mie}(D_g, \omega) = \frac{Z_{Mie}}{Z_{Ray}} = A_0 \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{D_g}{A_1}\right)^2\right] + A_2, \quad (23)$$

onde

$$A_0 = a_{01} + a_{02} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\omega - 1}{a_{03}}\right)^2\right], \quad (24)$$

⁸ O parâmetro de tamanho relaciona o tamanho da partícula com o comprimento de onda λ da radiação incidente, sendo expresso por $\alpha = 2\pi r/\lambda$.

$$A_1 = a_{11}(\omega - 1)^2 + a_{12} \quad (25)$$

$$A_2 = a_{21}(\omega - 1)^2 + a_{22}. \quad (26)$$

Os coeficientes $a_{01}, a_{02}, a_{03}, a_{11}, a_{12}, a_{21}$ e a_{22} são, respectivamente, 0,99, -0,965, 0,25, 0,9688, 0,02, 0,0625 e 0,000001. Em partículas pequenas, a equação (19), adquire valores próximos ou iguais à unidade, indicando que a aproximação Rayleigh pode ser aplicada. Com o aumento no tamanho das partículas, as quantidades Z_{Mie} e Z_{Ray} começaram a divergir, e o fator de refletividade nesse caso, será dado pela aproximação de Lorenz-Mie, escrevendo a equação (19), como

$$Z = Z_{Ray} f_{Mie}(D_g, \omega), \quad (27)$$

onde Z , agora representa o fator de refletividade para partículas grandes existentes no interior da nuvem, através da inclusão do parâmetro de correção f_{Mie} . No entanto, o fator de refletividade Z , é aplicado apenas para gotas de nuvem. A transformação do fator de refletividade Z equivalente em refletividade do radar para partículas de gelo é escrita como

$$Z_e = Z_{Ray} f_{Mie}(D_g, \omega) \tilde{K}, \quad (28)$$

sendo $\tilde{K} = 0.232$, um fator de correção constante (Stephens, 1994), que é proporcional ao índice de refração da partícula de gelo. No presente algoritmo, a densidade da partícula de gelo é considerada constante no interior da nuvem. Partículas de gelo porosas como grandes flocos de neve/agregados, podem ser tratadas como uma mistura de gelo e ar, e assim, há uma diminuição no índice de refração dessas partículas com relação a partículas sólidas de gelo. Melhorias no algoritmo estão previstas para versões futuras, onde o índice K será função da densidade do gelo na nuvem, levando em conta os efeitos da porosidade.

Assim como no algoritmo apresentado anteriormente utilizado para a recuperação de parâmetros microfísicos na fase líquida, o vetor das variáveis medidas y (refletividade do radar e profundidade óptica) é relacionado com o vetor das variáveis desconhecidas x (raio médio geométrico, concentração e o parâmetro de largura logarítmico) para a fase sólida, pela seguinte relação:

$$y = F(x) + \epsilon_y, \quad (29)$$

onde ϵ_y são as incertezas devido a ruídos, erro de calibração, etc.

Para um perfil vertical de medida de refletividade em uma nuvem contendo p pixels, o vetor terá $n = 3p$ elementos:

$$x = \begin{bmatrix} \log_{10} D_g(z_1) \\ \vdots \\ \log_{10} D_g(z_p) \\ \log_{10} N_T(z_1) \\ \vdots \\ \log_{10} N_T(z_p) \\ \omega(z_1) \\ \vdots \\ \omega(z_p) \end{bmatrix} \quad (30)$$

onde $D_g(z_i)$, $N_T(z_i)$ e $\omega(z_i)$ são, respectivamente, o diâmetro médio geométrico, a concentração total de partículas de gelo e o parâmetro de largura logaritmo da distribuição na altura z_i . O termo z_1 representa a altura do pixel do radar na base da nuvem e z_p é a altura do topo da nuvem no perfil.

O vetor y é idêntico ao utilizado no algoritmo de recuperação da fase líquida, composto de $m = p + 1$ elementos, para um perfil de nuvem de p pixels de nuvem:

$$y = \begin{bmatrix} Z'_{dB}(z_1) \\ \vdots \\ Z'_{dB}(z_p) \\ \tau \end{bmatrix}, \quad (31)$$

onde $Z'_{dB}(z_i)$ é o fator de refletividade ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) medido pelo radar na altura z_i e τ é a profundidade óptica (adimensional) medida pelo sensor MODIS. O fator de refletividade Z foi convertido para a variável logarítmica Z_{dB} , pela transformação $Z_{dB} = 10 \log Z$.

Da mesma forma que no algoritmo de recuperação da fase líquida, o termo $F(x)$ pode ser escrito como

$$F(x) = \begin{bmatrix} Z'_{dB}(z_1) \\ \vdots \\ Z'_{dB}(z_p) \\ \tau \end{bmatrix}. \quad (32)$$

Por fim, cada elemento da equação acima, pode ser escrito por meio das seguintes expressões:

$$Z'_{dB}(z_i) = 10 \log [N_{T_i} D_{g_i}^6 \exp(18\omega_i^2) f_{Mie}(D_{g_i}, \omega) \tilde{K}], i = 1, \dots, p \quad (33)$$

$$\tau = \sum_{i=1}^p \frac{\pi}{2} N_{T_i} D_{g_i}^2 \exp(2\omega_i^2) \Delta z. \quad (34)$$

3 METODOLOGIA E DADOS

3.1 REGIÃO DE ESTUDO

Diferentes tipos de nuvens podem apresentar aspectos distintos, que são visíveis não apenas na macroescala, como a sua forma, textura e cor, mas também em seus aspectos de microescala, como número e distribuição espacial das partículas que a constituem, no qual está intimamente relacionado com a presença dos aerossóis atmosféricos. Estes aerossóis atuam como NCN, principal mecanismo que promove a formação e crescimento de uma gota de nuvem. Contudo, a concentração e tipo de aerossóis podem variar de forma relevante de uma região para outra. Este padrão pode ser observado, por exemplo, no ar poluído dos grandes centros urbanos, em contraste com o ar relativamente limpo sobre o campo. Tendo em vista, estes agentes que podem modificar a formação e a evolução das nuvens, a metodologia aplicada neste trabalho, abordará também a influência que a natureza e os diferentes regimes de concentração de aerossóis podem propiciar na estrutura microfísica das nuvens. Para atender a este objetivo, foram selecionadas duas regiões sobre a América do Sul, com ecossistemas distintos. As duas regiões escolhidas são ilustradas na Fig. 3.1. A região de estudo (1) sobre o Centro-Oeste do Brasil (coordenadas: 12-18 °S e 46-58 °O) foi escolhida para representar uma superfície continental, onde a priori, espera-se pouca ou nenhuma influência de aerossóis marinhos. Para uma atmosfera representativa de uma superfície marinha foi escolhida a região localizada sobre o Oceano Atlântico Sul (2) (coordenadas: 18,5°S e 19,5°O). Sobre esta região, espera-se que a fonte dos aerossóis, seja essencialmente pela ação do vento (spray marinho) na superfície oceânica. Como pode ser notado através da Fig. 3.1, foi utilizada uma área de estudo maior sobre o oceano. Este procedimento foi adotado, devido à baixa frequência de dados coletados sobre esta região quando foi utilizado áreas com o mesmo tamanho. Neste último caso, apenas cerca de 14% (cálculo não mostrado) dos dados das propriedades das nuvens foram coletados sobre a região marinha, contra os 86% restantes sobre a região continental. Este aumento na área de estudo nas direções sul e oeste, proporciona um acréscimo na quantidade de nuvens do tipo Ns e Pf devido a um ligeiro aumento na frequência de passagens de sistemas frontais e linhas de instabilidade nesta região. Uma vez que o ar atmosférico pode ser considerado aproximadamente homogêneo sobre a região marinha analisada, este aumento na área de estudo, não representa um impacto

significativo na comparação dos resultados obtidos nas duas regiões. Embora do ponto de vista da estatística, não haja obrigatoriedade de dois ou mais espaços amostrais terem o mesmo tamanho para a comparação e análise, a baixíssima frequência de dados coletados sobre o ambiente marinho, poderia comprometer a confiabilidade dos resultados que serão apresentados.

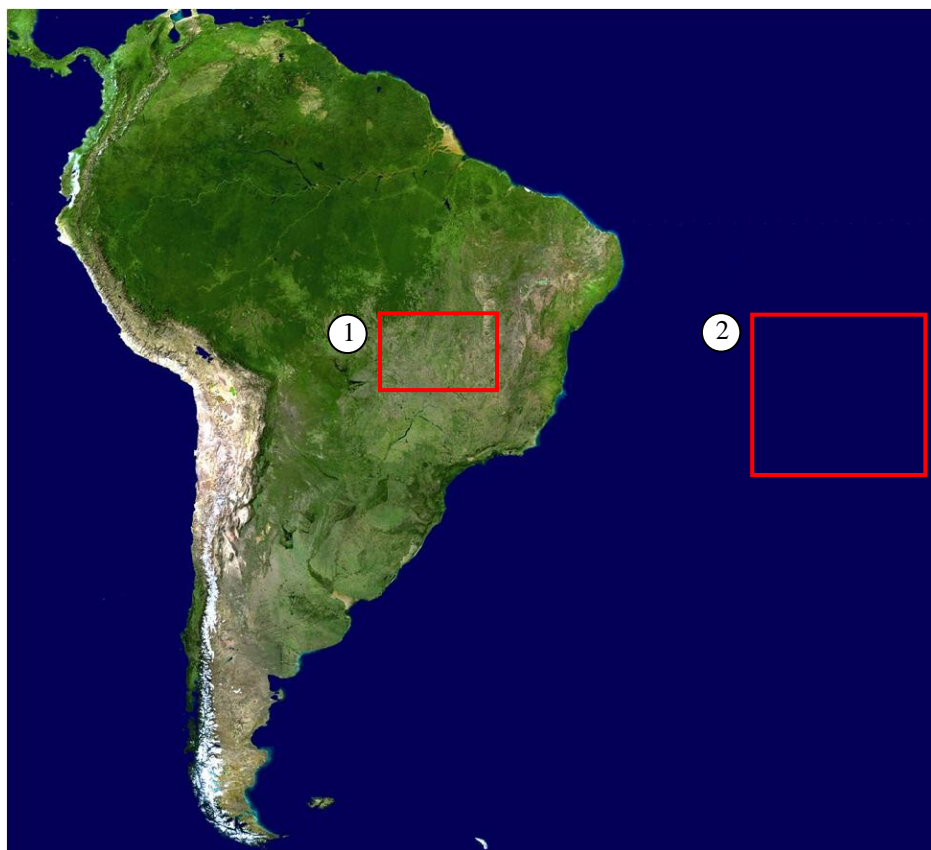


Fig. 3.1 – Mapa com as regiões de estudo localizadas sobre o Centro-Oeste do Brasil (1) e o Oceano Atlântico Sul (2).

3.2 DADOS

O entendimento dos processos microfísicos que ocorrem dentro de uma nuvem, ainda não são totalmente compreendidos por parte da comunidade científica ao redor do mundo. Os modelos de previsão numérica de tempo e de clima, ainda apresentam elevada incerteza com relação às parametrizações microfísicas. No Brasil, poucos experimentos de campos foram realizados. Pode se destacar as campanhas do TRMM-LBA (*Tropical Rainfall Measuring Mission, Large-scale Biosphere-Atmosphere*, Stith et al. 2002), ocorrida em 1998-1999, o LBA-SMOCC-EMfIN! (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia-Smoke Aerosols, Clouds, Rain falland*

Climate – Experimento de Microfísica de Nuvens, Andreae et al. 2004) em 2002 e atualmente o Projeto Chuva (teve início em 2010). Contudo, a maioria destes experimentos foram restritos a uma análise feita para um curto período sobre uma região de estudo específica.

Portanto, com a finalidade de complementar o conhecimento adquirido nesses experimentos, os resultados apresentados neste trabalho, foram gerados utilizando dados do satélite CloudSat, coletados dentro de um período de aproximadamente cinco anos (06/2006-04/2011). O objetivo é tentar representar o comportamento médio da estrutura microfísica das nuvens nas regiões analisadas. Os principais produtos do CloudSat utilizados neste trabalho foram o 2B-CWC-RVOD, 2B-CLDCLASS e ECMWF-AUX. A seguir, é feita uma breve descrição destes produtos, incluindo as listas de parâmetros que podem ser obtidas por estes.

3.2.1 2B-CWC-RVOD

O produto 2B-CWC-RVOD (*Level 2B Radar-Visible Optical Depth Cloud Water Content*), é o principal produto do CloudSat utilizado neste trabalho. Este produto utiliza uma combinação das medidas do fator de refletividade do sensor CPR com as medidas de profundidade óptica do sensor MODIS a bordo do satélite AQUA. A Tabela 3.1, lista os parâmetros fornecidos por este produto e as descrições técnicas dos dados. Os nomes dos parâmetros e as informações técnicas contidos na Tabela 3.1 foram mantidos em inglês. Optou-se por esta forma, com o intuito de manter a mesma escrita encontrada nos parâmetros inseridos na tabela, com as que são encontradas nos produtos citados acima. Informações adicionais sobre o 2B-CWC-RVOD e a descrição completa dos parâmetros listados na Tabela 3.1, podem ser obtidas em Norm Wood (2008). No 2B-CWC-RVOD, a fase líquida e sólida dos hidrometeoros é obtida separadamente para cada parâmetro (raio efetivo, concentração, conteúdo de água, etc.). Este procedimento é empregado, devido ao fato de não haver uma forma independente de determinar a fase das partículas da nuvem apenas pela medida de reflectância do radar. Em outras palavras, é necessário primeiro identificar o alvo, para então, selecionar o algoritmo apropriado⁹. Portanto, nos algoritmos utilizados na recuperação

⁹ A seleção do algoritmo depende de fatores como: densidade, forma e a distribuição de tamanho dos hidrometeoros (Zhien Wang, 2011).

dos dados de saída do CloudSat que serão apresentados neste trabalho, as medidas de raio efetivo e concentração de partículas de nuvens foram geradas separadamente para fase líquida e sólida da água. Os dois perfis resultantes (líquido e sólido) são obtidos usando um esquema simples baseado na temperatura do ar. Os dados de temperatura do ar são obtidos pelo modelo do ECMWF. Este esquema, considera que para temperaturas maiores que 0 °C, a coluna na nuvem contém apenas água líquida, e então, é aplicada nessa coluna, a solução para água líquida. Em temperaturas menores que -20 °C, o esquema considera que a coluna da nuvem é composta apenas por partículas de gelo, e a solução para gelo é aplicada. 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 diminui até desaparecer em -20°C, e da mesma forma, o conteúdo de gelo desapareça em 0°C (Wood, 2008). Desta forma, os dados do CloudSat são separados em produtos específicos para água líquida e os mesmos produtos específicos para o gelo.

Tabela 3.1. Parâmetros do produto 2B-CWC-RVOD.

| Nome | Dimensão | Unidades | Dados perdidos | Alcance | Fator | Mb/órbita |
|--|-----------|----------------------|----------------|----------------|-------|-----------|
| Data_quality | nray | -- | | 0 – 127 | 1 | 0,035 |
| Data_status | nray | -- | | 0 – 127 | 1 | 0,035 |
| Data_targetID | nray | -- | | 0 – 81 | 1 | 0,035 |
| RVOD_liq_effective_radius | nbin,nray | µm | -333,3 | 0 - 1000 | 10 | 8,674 |
| RVOD_liq_effective_radius_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| RVOD_ice_effective_radius | nbin,nray | µm | -333,3 | 0 - 3000 | 10 | 8,674 |
| RVOD_ice_effective_radius_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| RVOD_liq_number_conc | nbin,nray | cm ^{-3} | -333,3 | 0 - 3000 | 10 | 8,674 |
| RVOD_liq_num_conc_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| RVOD_ice_number_conc | nbin,nray | L ^{-1} | -333,3 | 0 - 3000 | 10 | 8,674 |
| RVOD_ice_num_conc_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| RVOD_liq_distrib_width_param | nbin,nray | -- | -3,333 | 0 – 5 | 1000 | 8,674 |
| RVOD_liq_distrib_width_param_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| RVOD_ice_distrib_width_param | nbin,nray | -- | -3,333 | 0 – 5 | 1000 | 8,674 |
| RVOD_ice_distrib_width_param_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| RVOD_liq_water_content | nbin,nray | mg m ^{-3} | -3333 | 0 - 15000 | 1 | 8,674 |
| RVOD_liq_water_content_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| RVOD_ice_water_content | nbin,nray | mg m ^{-3} | -3333 | 0 - 10000 | 1 | 8,674 |
| RVOD_ice_water_content_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| RVOD_liq_water_path | nray | g m ^{-2} | -3333 | 0 - 15000 | 1 | 0,069 |
| RVOD_liq_water_path_uncertainty | nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 0,035 |
| RVOD_ice_water_path | nray | g m ^{-2} | -3333 | 0 - 10000 | 1 | 0,069 |
| RVOD_ice_water_path_uncertainty | nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 0,035 |
| RVOD_ice_phase_fraction | nbin,nray | -- | -3,333 | 0 – 1 | 1000 | 8,674 |
| RVOD_CWC_status | nray | -- | | -32768 – 32767 | 1 | 0,069 |
| N_cloudy_bins | nray | -- | -77 | 0 – 125 | 1 | 0,035 |
| RVOD_radar_uncertainty | nbin,nray | dBZ | -77,77 | 0 – 100 | 100 | 8,674 |
| LO_RVOD_AP_geo_mean_radius | nbin,nray | um | -77,77 | 0 – 100 | 100 | 8,674 |
| LO_RVOD_AP_sdev_geo_mean_radius | nbin,nray | um | -77,77 | 0 – 100 | 100 | 8,674 |
| LO_RVOD_AP_number_conc | nbin,nray | cm ^{-3} | -777,7 | 0 - 3000 | 10 | 8,674 |
| LO_RVOD_AP_sdev_num_conc | nbin,nray | cm ^{-3} | -777,7 | 0 - 3000 | 10 | 8,674 |
| LO_RVOD_AP_distrib_width_param | nbin,nray | -- | -7,777 | 0 – 5 | 1000 | 8,674 |
| LO_RVOD_AP_sdev_distrib_width_param | nbin,nray | -- | -7,777 | 0 – 5 | 1000 | 8,674 |
| LO_RVOD_effective_radius | nbin,nray | um | -333,3 | 0 - 1000 | 10 | 8,674 |
| LO_RVOD_effective_radius_u | nbin,nray | % | 253 | 0 - 250 | 1 | 4,337 |

| | | | | | | |
|---|-----------|-----------------------|--------|----------------|------|-------|
| ncertainty | | | | | | |
| LO_RVOD_number_conc | nbin,nray | cm ⁻³ | -333,3 | 0 - 3000 | 10 | 8,674 |
| LO_RVOD_num_conc_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| LO_RVOD_distrib_width_param | nbin,nray | -- | -3,333 | 0 – 5 | 1000 | 8,674 |
| LO_RVOD_distrib_width_param_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| LO_RVOD_liquid_water_content | nbin,nray | mg m ⁻³ | -3333 | 0 - 15000 | 1 | 8,674 |
| LO_RVOD_liquid_water_content_uncertainty | nbin,nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| LO_RVOD_liquid_water_path | nray | g m ⁻² | -3333 | 0 - 15000 | 1 | 0,069 |
| LO_RVOD_liquid_water_path_uncertainty | nray | % | 253 | 0 – 250 | 1 | 0,035 |
| LO_RVOD_norm_chi_square | nray | -- | -33,33 | 0 – 100 | 100 | 0,069 |
| LO_RVOD_status | nray | -- | | -32768 – 32767 | 1 | 0,069 |
| IO_RVOD_AP_log_geo_mean_diameter | nbin,nray | log(mm) | -6,666 | -3 – 1 | 1000 | 8,674 |
| IO_RVOD_AP_sdev_log_geo_mean_diameter | nbin,nray | log(mm) | -6,666 | 0 – 3 | 1000 | 8,674 |
| IO_RVOD_AP_log_number_conc | nbin,nray | log(L ⁻¹) | -6,666 | -3 – 5 | 1000 | 8,674 |
| IO_RVOD_AP_sdev_log_number_conc | nbin,nray | log(L ⁻¹) | -6,666 | 0 – 3 | 1000 | 8,674 |
| IO_RVOD_AP_distrib_width_param | nbin,nray | -- | -6,666 | 0 – 5 | 1000 | 8,674 |
| IO_RVOD_AP_sdev_distrib_width_param | nbin,nray | -- | -6,666 | 0 – 5 | 1000 | 8,674 |
| IO_RVOD_effective_radius | nbin,nray | µm | -333,3 | 0 – 300 | 10 | 8,674 |
| IO_RVOD_effective_radius_uncertainty | nbin,nray | % | 252 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| IO_RVOD_log_number_conc | nbin,nray | log(L ⁻¹) | -3,333 | -3 – 5 | 1000 | 8,674 |
| IO_RVOD_log_num_conc_uncertainty | nbin,nray | % | 252 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| IO_RVOD_distrib_width_param | nbin,nray | -- | -3,333 | 0 – 5 | 1000 | 8,674 |
| IO_RVOD_distrib_width_param_uncertainty | nbin,nray | % | 252 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| IO_RVOD_ice_water_content | nbin,nray | mg m ⁻³ | -3333 | 0 - 10000 | 1 | 8,674 |
| IO_RVOD_ice_water_content_uncertainty | nbin,nray | % | 252 | 0 – 250 | 1 | 4,337 |
| IO_RVOD_ice_water_path | nray | g m ⁻² | -3333 | 0 - 10000 | 1 | 0,069 |
| IO_RVOD_ice_water_path_uncertainty | nray | % | 252 | 0 – 250 | 1 | 0,035 |
| IO_RVOD_norm_chi_square | nray | -- | -33,33 | 0 – 100 | 100 | 0,069 |
| IO_RVOD_status | nray | -- | | -32768 – 32767 | 1 | 0,069 |

Fonte: Adaptado de <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/>.

3.2.2 2B-CLDCLASS

Devido ao grande volume de dados coletados para a análise, tornou-se necessária, a utilização de um método, que possibilite classificar de forma sistemática, as nuvens em seus diferentes gêneros (stratus, stratocumulus, cumulus, etc.). Para atender a esta exigência foram utilizados os dados gerados pelo algoritmo de classificação de nuvens do produto 2B-CLDCLASS. Este produto, combina dados, tanto dos perfis verticais dos satélites CloudSat (CPR) e CALIPSO (Lidar), quanto dos perfis horizontais estimadas pelo satélite AQUA (Sensores Passivos). Deste modo, estes dados fornecem uma grande gama de informações a respeito das propriedades ópticas e microfísicas das nuvens. O produto 2B-CLDCLASS fornece para cada observação do CPR, a classificação em oito tipos diferentes de nuvens. A classificação é feita para as nuvens: stratus (St), stratocumulus (Sc), cumulus (Cu), nimbostratus (Ns), altocumulus (Ac), altostratus (As), profundas (Pf) e altas. A classe de nuvens altas inclui os gêneros: cirrus (Ci), cirrostratus (Cs) e cirrocumulus (Cc). A classe Cu abrange os gêneros: cumulus de bom tempo e cumulus congestus. As nuvens cumulonimbus são representadas neste trabalho pelas nuvens profundas, com o objetivo de manter o padrão utilizado nos documentos de descrição dos algoritmos que são utilizados na recuperação dos dados do CloudSat. A Tabela 3.2 lista os parâmetros do produto 2B-CLDCLASS, assim como as descrições técnicas dos dados. A descrição completa do algoritmo e dos parâmetros inseridos na Tabela 3.2 pode ser obtida em Zhien Wang e Kenneth Sassen (2007).

A classificação de nuvens foi realizada utilizando os dados referentes ao parâmetro "*cloud_scenario*" (mostrado na Tabela 3.2). Neste parâmetro, a classificação de nuvens é feita para cada observação do radar ao longo do perfil vertical. O primeiro passo realizado pelo algoritmo de classificação de nuvens é identificar quais observações do CPR são referentes à detecção de partículas de nuvens. Este procedimento é feito pelo algoritmo de detecção de hidrometeoros do CloudSat, responsável pela geração do parâmetro de máscara de nuvens fornecido pelo produto 2B-GEOPROF (Marchand et al., 2008). Este parâmetro contém valores no intervalo entre 0 e 40 para cada estimativa do radar, no qual valores acima de 5, indicam uma observação de um provável hidrometeoro. O aumento nestes valores indica uma redução na probabilidade da observação do radar ser uma falsa detecção. Uma vez identificada a ocorrência de uma nuvem ou de um aglomerado de nuvens, parâmetros como a

temperatura do ar, o fator de refletividade máximo Z do radar e a ocorrência de precipitação, serão determinados. Estas informações servirão como dados de entrada no algoritmo, para que então, as nuvens possam ser classificadas de acordo com seus aspectos físicos.

Tabela 3.2. Parâmetros do produto 2B-CLDCLASS

| Nome | Dimensão | Unidades | Dados perdidos | Alcance | Fator | Mb/órbita |
|-----------------------|-----------|----------|----------------|----------|-------|-----------|
| Data_quality | nray | - | 0 | 0 -127 | 1 | 0,035 |
| Data_status | nray | - | 48 | 0 -127 | 1 | 0,035 |
| Data_targetID | nray | - | 0 | 0 -81 | 1 | 0,035 |
| cloud_scenario | nbin,nray | none | - | 0 -32767 | 1 | 8,674 |

Fonte: Adaptado de <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/>.

3.2.3 ECMWF-AUX

O produto ECMWF-AUX consiste de um conjunto de dados de variáveis atmosféricas, interpolados para cada observação estimada pelo sensor CPR. A interpolação é feita pelo *Generic-AUX Interpolate-to-Reference algorithm*. O algoritmo Generic-AUX, utiliza como dados de entrada, dois conjunto de dados. O primeiro é formado por variáveis de estado atmosféricas extraídas do produto AN-ECMWF fornecida pelo ECMWF. O segundo é referente ao conjunto de dados de geolocalização do satélite CloudSat obtidos no produto 1B-CPR. O produto ECMWF-AUX, conta com variáveis meteorológicas importantes para o auxílio no estudo da microfísica das nuvens, como o perfil de temperatura do ar, a pressão e a umidade específica. Estes dados são utilizados como entrada para os algoritmos de recuperação dos produtos 2B-GEOPROF, 2B-CLDCLASS, 2B-TAU, e 2B-FLXHR. As especificações técnicas e os parâmetros fornecidos pelo produto ECMWF-AUX, são listados na Tabela 3.3. Mais informações sobre o produto ECMWF-AUX e a descrição completa dos parâmetros listados na Tabela 3.3, podem ser obtidas em Philip Partain (2004).

Tabela 3.3. Parâmetros do produto ECMWF-AUX

| Nome | Dimensão | Unidades | Dados perdidos | Alcance | Fator | Mb/órbita |
|---------------------------|-----------|----------|----------------|---------|-------|-----------|
| Extrapolation_flag | nbin,nray | - | 0 | - | 1 | 4,337 |
| Pressure | nbin,nray | Pa | -999 | - | 1 | 17,349 |
| Temperature | nbin,nray | K | -999 | - | 1 | 17,349 |
| Specific_humidity | nbin,nray | kg/kg | -999 | - | 1 | 17,349 |
| Ozone | nbin,nray | kg/kg | -999 | - | 1 | 17,349 |
| Surface_pressure | nray | Pa | -999 | - | 1 | 0,139 |
| Skin_temperature | nray | K | -999 | - | 1 | 0,139 |
| Temperature_2m | nray | K | -999 | - | 1 | 0,139 |

Fonte: Adaptado de <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/>.

Na presente pesquisa, também foram utilizados dados de variáveis meteorológicas da reanálise do *ERA-Interim* fornecidos pelo ECMWF. Os campos meteorológicos foram gerados pelo software de manipulação e visualização de dados em pontos de grade, *The Grid Analysis and Display System* (GrADS). Além disso, foram utilizados dados do produto 2B-GEOPROF referente ao parâmetro de refletividade do radar. Estes dados foram empregados no script para a detecção e exclusão dos dados onde o sinal do radar teve forte atenuação.

3.3 DESCRIÇÃO DO MÉTODO COMPUTACIONAL

Inicialmente, o maior desafio em termos computacionais para a aplicação da metodologia proposta, residia na aquisição do grande volume de dados necessários para o desenvolvimento do trabalho. Apenas o período entre 06/2006 e 04/2011 (apenas órbita ascendente), gerou aproximadamente (oceano mais continente) 29,1 Gb de dados para o produto 2B-CWC-RVOD, 30,6 Gb para o 2B-CLDCLASS, 125,6 Gb para o ECMWF-AUX e 53,9 Gb para o 2B-GEOPROF. No total, foram descarregados, aproximadamente 255,9 Gb de dados. Em cada órbita (uma volta completa do satélite ao redor da Terra) do CloudSat, os dados são armazenados em um arquivo no formato HDF (*Hierarchical Data Format*) para cada produto gerado pelo DPC. O CloudSat navegando em sua órbita heliossíncrona, sobrevoou quase que diariamente as regiões de estudo. O resultado foi à geração de 6620 arquivos de dados (somando 2B-CWC-RVOD, 2B-CLDCLASS, ECMWF-AUX e 2B-GEOPROF). Ou seja, 6620 arquivos que deveriam ser descarregados manualmente no DPC *Ordering System*. Uma tarefa muito dispendiosa para o pesquisador e sem nenhum acréscimo no conhecimento científico. Para resolver esta questão, foram desenvolvidas rotinas criadas em *shell scripts*

(linguagem de programação do sistema operacional Linux) para executar e administrar a aquisição dos dados, de forma operacional. A utilização de *shell script*, permitiu de forma recursiva, a obtenção dos dados diretamente do DPC *Ordering System*, via ftp (*File Transfer Protocol*). Também foi necessário, a criação de diversas rotinas em *shell script* para a manipulação e administração dos dados, como:

- extração dos arquivos compactados (os arquivos são fornecidos pelo DPC com a extensão *.zip*);
- verificação e exclusão de arquivos corrompidos, que eventualmente, ocorrem durante a aquisição dos dados (via ftp);
- aquisição via ftp, dos arquivos que foram corrompidos;
- comparação da lista de arquivos descarregados com a lista completa de arquivos, e efetuar novamente a aquisição dos arquivos em falta via ftp;
- encontrar e excluir os arquivos de determinado(s) produto(s) que não foi(foram) disponível(is) para os demais produtos (condição necessária para servir como dado de entrada para o script criado em Matlab e equivalência do espaço amostral).

O tratamento gráfico e estatístico dos resultados que serão apresentados foi feito utilizando o software de linguagem em alto nível Matlab. Em todo o desenvolvimento do trabalho, esta etapa, foi a que apresentou o maior grau de dificuldade computacional. A dificuldade estava em desenvolver rotinas escritas em Matlab, que cumprisse de forma automática, as tarefas de:

- extrair apenas os dados contidos nas regiões de estudo para os parâmetros microfísicos analisados. Por exemplo, raio efetivo e concentração de gotas e partículas de gelo;
- fazer a classificação dos diferentes tipos de nuvens utilizando o produto 2B-CLDCLASS. Os dados eram convertidos para número binário, e em seguida, eram extraídos os quatro penúltimos dígitos que eram referentes à classificação do tipo de nuvem. Por exemplo, na sequência de números binários 00010000100**1101**, os

números 0110 em negrito, representam uma observação do radar feita em uma nuvem cumulus;

- a partir da classificação de nuvens, extrair na matriz de dados, os parâmetros analisados citados acima, para cada tipo de nuvem, e os armazenar, em matrizes separadas por tipos de nuvens (por exemplo, matriz de ordem $m \times 1$ ¹⁰, com dados de nuvens St, Sc, Cu, Nb, etc.)
- a cada passagem do satélite CloudSat sobre a região de estudo, agrupar a matriz de dados $m_2 \times 1$ obtida (gerada como descrito no tópico anterior), à matriz de dados $m_1 \times 1$ gerada na passagem anterior, resultando em uma matriz de ordem $(m_1 + m_2) \times 1$, e assim, consecutivamente para cada tipo de nuvem;
- extrair os dados referentes aos parâmetros analisados em diferentes tipos de nuvens, para faixas distintas de temperaturas (por exemplo, em 10 °C, 2 °C, -6 °C, -15 °C, etc.).

Para melhorar o entendimento da metodologia adotada, tomamos como exemplo, a Fig. 3.2, que ilustra o perfil vertical dos parâmetros: classificação de nuvens (Fig. 3.2a), concentração (Fig. 3.2b e 3.2c) e raio efetivo (Fig. 3.2d e 3.2e) de gotas e partículas de gelo de um aglomerado de nuvens observado pelo satélite CloudSat. Pode ser visto na Fig. 3.2a, uma coluna de nuvem pertencente ao gênero Ns (na cor laranja), aproximadamente entre as latitudes de 2,8 e 3,7 °S. Na metodologia adotada neste trabalho, os dados de concentração (Fig. 3.2b e 3.2c) e raio efetivo (Fig. 3.2d e 3.2e) de gotas e partículas de gelo, obtidos ao longo do perfil vertical da nuvem nimbostratus, são armazenados em uma matriz de dados. Esta matriz é composta apenas pelos dados coletados em nuvens nimbostratus. O mesmo critério é utilizado para os demais tipos de nuvens.

¹⁰ As matrizes de dados obtidas para cada tipo de nuvem durante a passagem do CloudSat sobre a região de estudo, possuem ordem de $m(\text{linhas}) \times n(\text{colunas})$. Por questões de simplificações conseguidas no ambiente Matlab, as matrizes de ordem $m \times n$ são convertidas em matrizes de ordem $(m \times n) \times 1$.

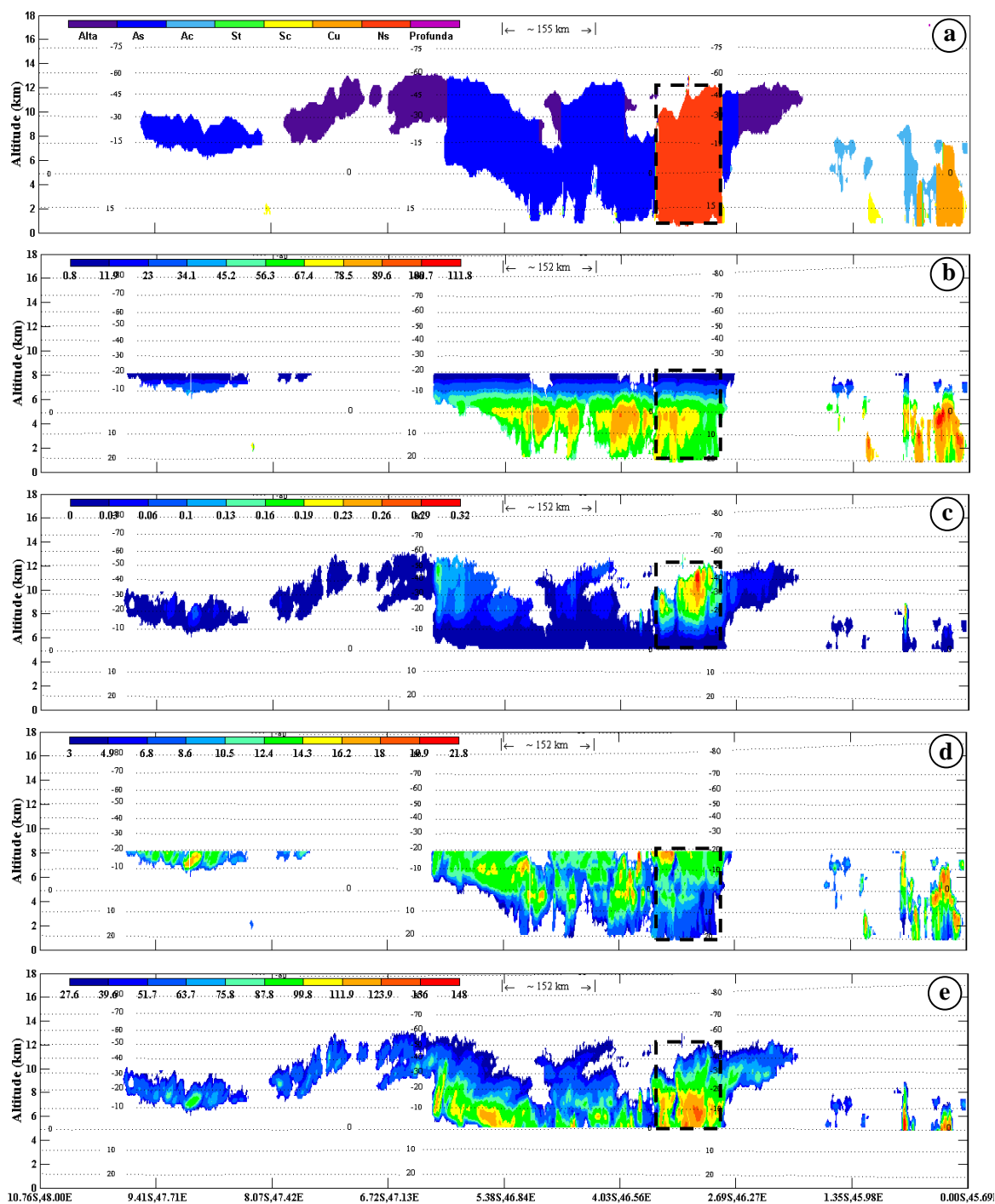


Fig 3.2 – Perfis verticais com os dados obtidos do satélite CloudSat, para o dia 12/02/2007, entre 04:46:50 e 04:50:02 horas (UTC) e isotermas ($^{\circ}\text{C}$) (linhas pontilhadas) para: **(a)** a classificação de nuvens; **(b)** concentração de gotas (cm^{-3}) e **(c)** de partículas de gelo; **(d)** raio efetivo da gota (μm) e **(e)** da partículas de gelo presentes na nuvem. A área tracejada mostra os dados que são armazenados na matriz nimbostratus para os parâmetros microfísicos analisados.

O agrupamento de todos os dados em uma única matriz, durante as consecutivos passagens do CloudSat sobre a região de estudo (descrita anteriormente) para cada tipo

de nuvem, resultam em matrizes com volume de dados consideravelmente grandes. Por exemplo, somente a matriz com dados das nuvens profundas era da ordem de 1186722×1 (apenas para a fase líquida). Portanto, a geração de gráficos com uma matriz dessa ordem, resultaria em figuras com um número demasiadamente grande de pontos. Esta grande quantidade de pontos, associado com um considerável número de dados discrepantes, observados em alguns casos, poderia resultar em gráficos com informações quantitativas ilegíveis. Estas discrepâncias nos dados provêm principalmente dos erros associados às estimativas de Sensoriamento Remoto e aos diferentes estágios do ciclo de vida em que uma nuvem pode se encontrar. A metodologia adotada neste trabalho, empregada com o intuito de resolver este problema, considera o cálculo dos valores médios obtidos de intervalos de valores para cada parâmetro. Por exemplo, se extrairmos os dados do raio efetivo da gota (REG) que estão contidos no intervalo entre 10-12 μm , para a nuvem profunda citada acima, a matriz resultante teria 281433 dados. Estes dados seriam plotados no gráfico resultando em 281433 pontos, apenas para esse intervalo. Aplicando a média nos dados que estão contidos neste intervalo, os 281433 pontos no gráfico, reduzir-se-ia a um único ponto, representativo deste conjunto de pontos.

Em seguida, é descrito com maior nível de detalhes, o método utilizado para a elaboração dos resultados. O procedimento descrito abaixo, se refere apenas aos parâmetros na fase líquida (raio efetivo e concentração de gotas) e para um tipo de nuvem. Nos resultados que serão apresentados, todo o procedimento foi feito para ambas às fases, líquida e sólida, e para os sete tipos de nuvens analisados. A metodologia empregada constitui-se basicamente de:

1. pegar o intervalo entre 0 e o máximo valor encontrado na matriz de dados obtida na primeira etapa (matriz $(m_1 + m_2 + m_3 \dots + m_n) \times 1$) para a CG, e dividir em determinado número de intervalos. Por exemplo, se dividirmos o intervalo de números entre 0 e 100 em 15 partes, resultaria nos subintervalos $[0,0-6,7)^{11}$, $[6,7-13,3)$, $[13,3-20,0)$, ..., $[93,3-100,0)$;

¹¹ O símbolo ")" utilizado neste trabalho, significa que o intervalo é aberto para aquele valor, ou seja, que não o inclui.

2. encontrar os valores de CG na matriz, contidos em cada intervalo gerado na etapa acima e armazenar em uma nova matriz. Este procedimento dividi a matriz de ordem $(m_1 + m_2 + m_3 + \dots + m_n) \times 1$ em 15 matrizes de ordem $p \times 1$;
3. pegar cada intervalo gerado na etapa 1 (por exemplo, [0,0-6,7), [6,7-13,3), etc.) e encontrar para estes valores de CG, o REG correspondente alocados na mesma posição dentro da matriz;
4. aplicar ferramentas de cunho estatístico, como intervalo de frequência (%), média aparada (em 5%), desvio padrão, coeficiente de correlação de Pearson para as variáveis analisadas, para cada intervalo gerados na etapa 2 e 3;
5. repetir as etapas anteriores, em faixas de temperaturas pré-selecionadas ao longo do perfil vertical da nuvem (por exemplo, em 10 °C, 2 °C, -6 °C, -15 °C, etc.).

Como mencionado acima, foi utilizado para o cálculo dos valores médios, a média aparada em 5%. Ou seja, foi feita a média dos dados, desconsiderando os 5% dos dados inferiores e superiores. Contudo, em alguns casos, devido à presença de um pequeno número de dados com valores muito altos foi necessária a aplicação de índices diferentes de 5% para a média aparada. Nos parâmetros, como a concentração de partículas de gelo em todos os tipos de nuvens analisadas e o raio efetivo das partículas de gelo nas nuvens Pf foi considerado os índices de 15 e 7% no limite superior da distribuição, respectivamente. Sendo a média muito afetada pela presença de valores extremos, optou-se por esta metodologia, com o objetivo de eliminar do espaço amostral alguns dados discrepantes. Estes dados surgem principalmente por limitações oriundas de estimativas feitas por Sensoriamento Remoto. Em diversos casos, foi identificado grupos de dados, que correspondiam a menos de 1% do total de dados obtidos em uma determinada nuvem, com valores extremamente elevados. Devido à configuração encontrada, é possível inferir, que estes dados não se tratassem de alvos meteorológicos, ou até mesmo causados por erros no sensor CPR e/ou técnica empregada. Posto que, foi observada inicialmente a persistência destes dados discrepantes em praticamente todos os parâmetros analisados, adotou-se a mesma metodologia para todos os resultados que serão apresentados.

Em nuvens com a presença de precipitação, a onda eletromagnética com comprimento de onda de milímetros utilizada no radar a bordo do CloudSat (3,2 mm),

sofre forte atenuação devido a presença de gotas e partículas de gelo muito grandes. Neste caso, o baixo sinal de retorno enviado para o radar é interpretado como sendo uma região no interior da nuvem com a presença de partículas pequenas ou com baixa concentração de partículas. De forma geral, a atenuação no sinal do radar por partículas grandes nas nuvens poderia comprometer a acurácia dos resultados apresentados neste trabalho, fazendo com que os parâmetros analisados nas nuvens Cu, Ns e principalmente Pf, apresentassem valores subestimados. Assim sendo, foi desenvolvido nesta pesquisa, um algoritmo para detectar e excluir da análise, os dados que tiveram os seus valores subestimados devido à atenuação no sinal do radar. A principal dificuldade encontrada para a elaboração do algoritmo consistia em identificar apenas os dados onde o sinal do radar foi efetivamente comprometido. Para exemplificar este problema, a Fig. 3.3 mostra um exemplo de uma nuvem Pf sobre a presença de forte precipitação, onde há grande atenuação no sinal do radar devido as partículas de nuvens muito grandes. A região onde ocorre a referida atenuação no sinal do radar se localiza na parte inferior da nuvem, que é circulada na cor vermelha. A figura mostra que a energia retroespalhada de volta para o radar na área circulada, está compreendida aproximadamente em uma faixa entre -20 a 8 dBZ. A princípio, estes valores já fornecem um indicativo para a detecção dos dados onde houve uma significativa atenuação do sinal. No entanto, somente essa informação não é suficiente para que o algoritmo faça a detecção correta apenas destes dados. Pela figura, é possível observar que uma grande parte dos dados referentes à detecção de nuvem também possuem valores de refletividade compreendidos na faixa de -20 a 8 dBZ. Portanto, o emprego de um método que faça a detecção correta dos dados onde o sinal foi efetivamente atenuado, deve levar em consideração outras variáveis. Neste trabalho, o algoritmo empregado faz a detecção e a exclusão dos dados mencionados, com base nas estimativas do radar onde:

1. há precipitação líquida ou sólida;
2. a refletividade é menor que 10 dBZ ao longo da coluna da nuvem;
3. a temperatura é maior que -10 °C;
4. foi detectada a presença de nuvens Cu, Ns ou Pf;
5. a refletividade do radar na superfície é menor que 10 dBZ.

Desta forma, o algoritmo irá fazer a detecção e exclusão dos dados, somente para as estimativas do radar onde todas as cinco condições forem atendidas. Nas Figuras

3.4, 3.5, 3.6, 3.7 e 3.8 são mostrados alguns estudos de casos onde foi utilizado o algoritmo mencionado.

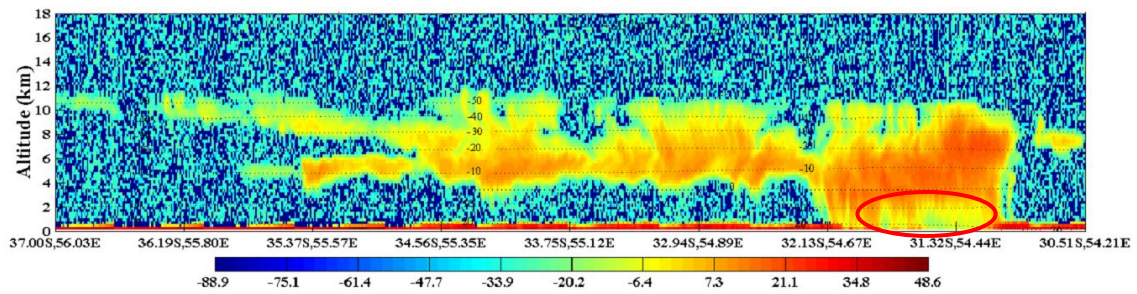


Fig 3.3 – Perfil vertical da refletividade do radar (dBZ) abordo do satélite CloudSat, para o dia 10/04/2008, entre 04:59:12 e 05:02:23 horas (UTC). Na figura, a elipse na cor vermelha ressalta a região na nuvem onde o sinal do radar sofreu forte atenuação.

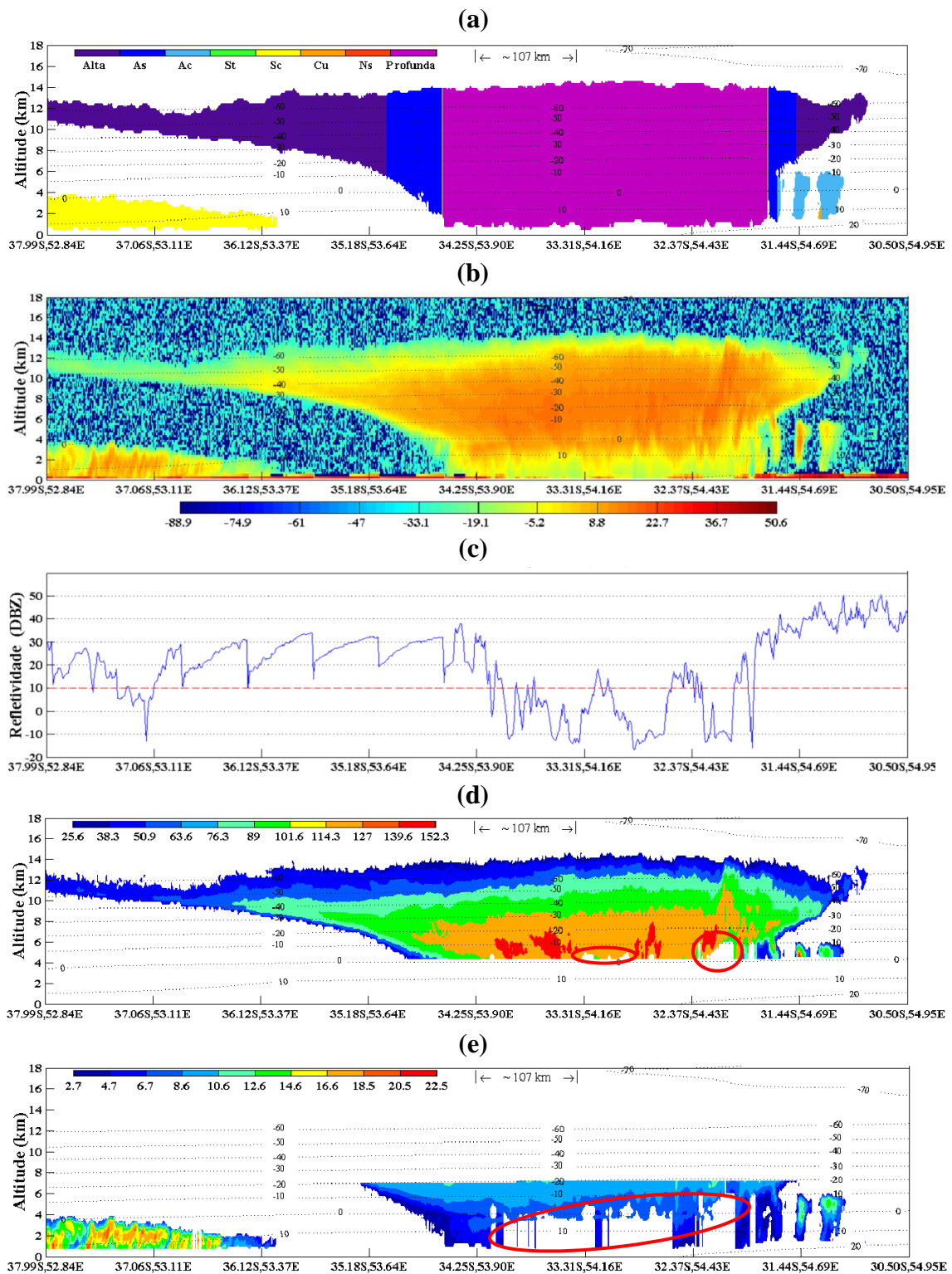


Fig 3.4 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (a) e refletividade do radar (dBZ) (b); refletividade do radar na superfície (dBZ) (c) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (μm) (d) e das partículas de gelo (e) presentes na nuvem. Os dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 04/05/2007, entre 17:40:43 e 17:43:54 horas (UTC).

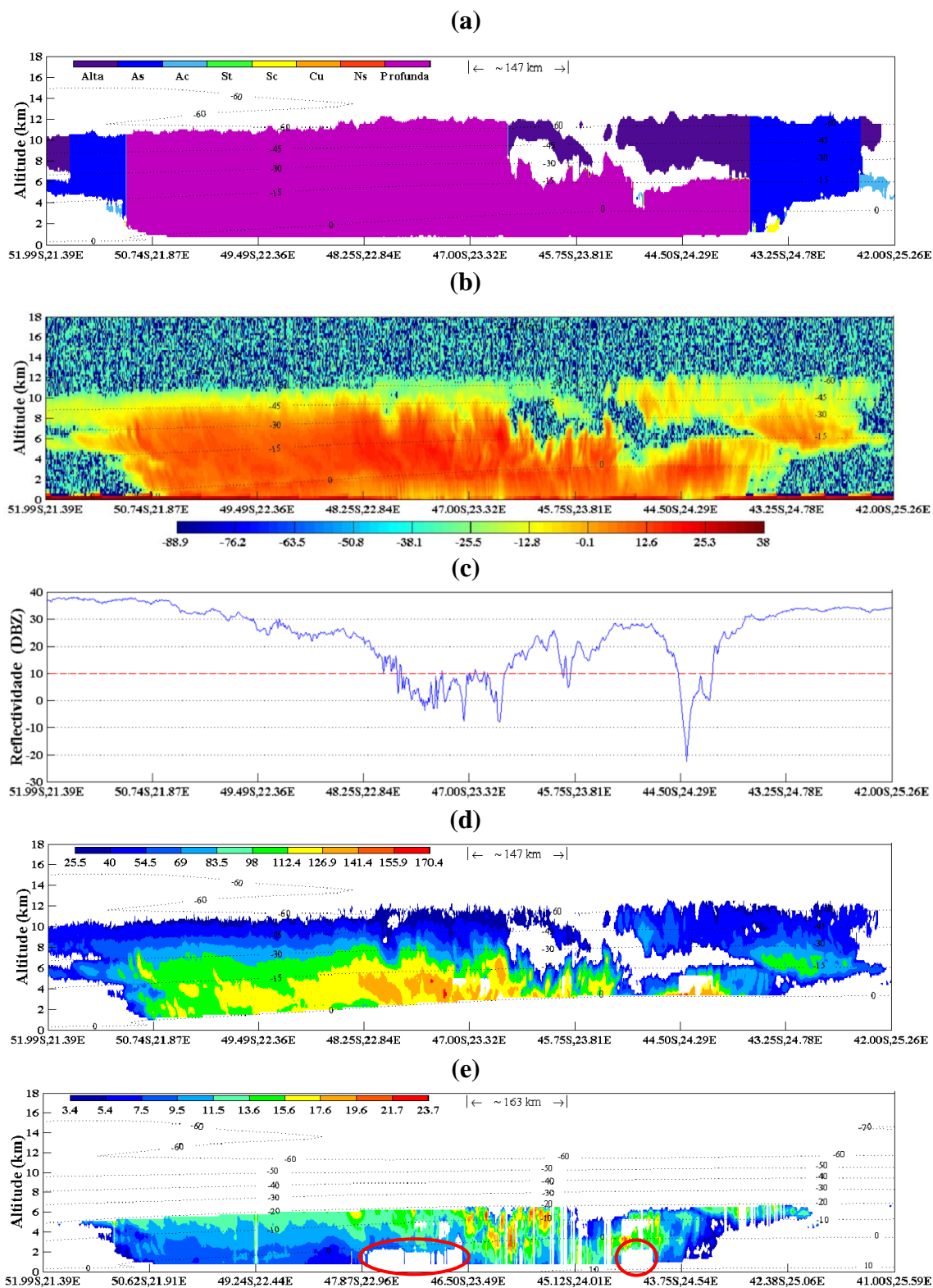


Fig. 3.5 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (a) e refletividade do radar (dBZ) (b); refletividade do radar na superfície (dBZ) (c) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (μm) (d) e das partículas de gelo (e) presentes na nuvem. Os dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 13/07/2006, entre 15:50:59 e 15:54:10 horas (UTC).

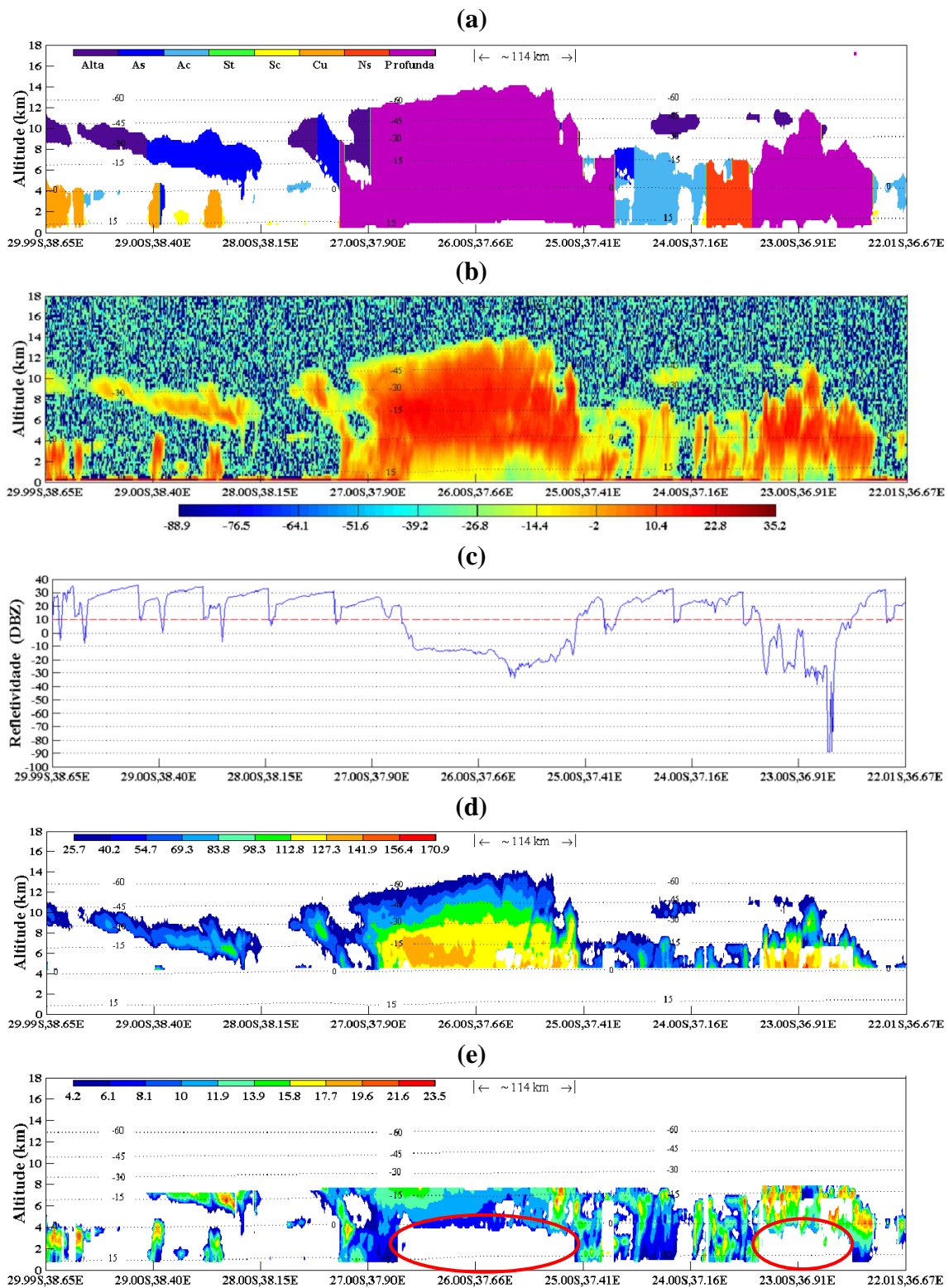


Fig. 3.6 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (a) e refletividade do radar (dBZ) (b); refletividade do radar na superfície (dBZ) (c) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (μm) (d) e das partículas de gelo (e) presentes na nuvem. Os dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 31/01/2008, entre 03:57:05 e 04:00:16 horas (UTC).

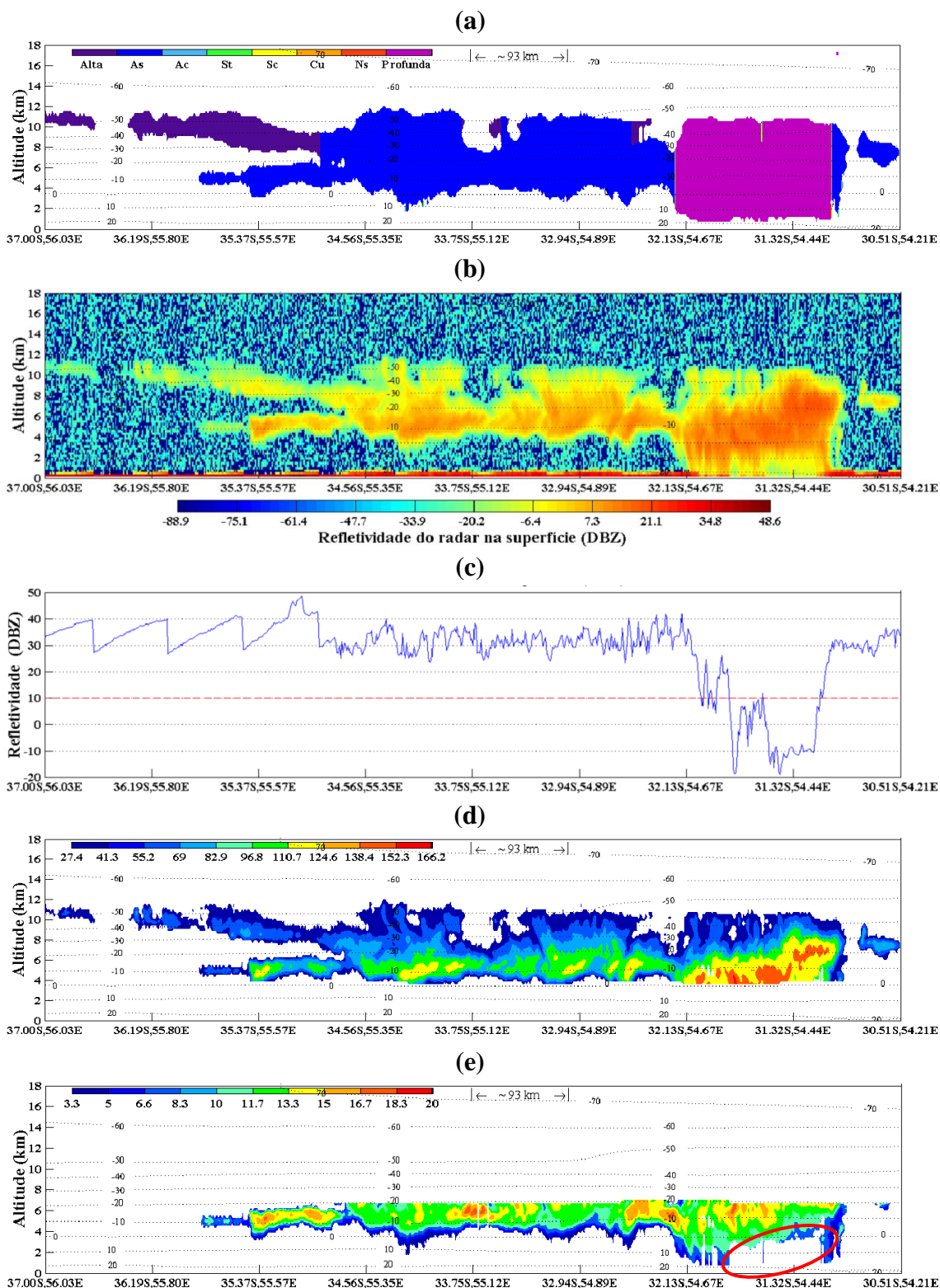


Fig. 3.7 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (a) e refletividade do radar (dBZ) (b); refletividade do radar na superfície (dBZ) (c) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (μm) (d) e das partículas de gelo (e) presentes na nuvem. Os dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 10/04/2008, entre 04:59:12 e 05:02:23 horas (UTC).

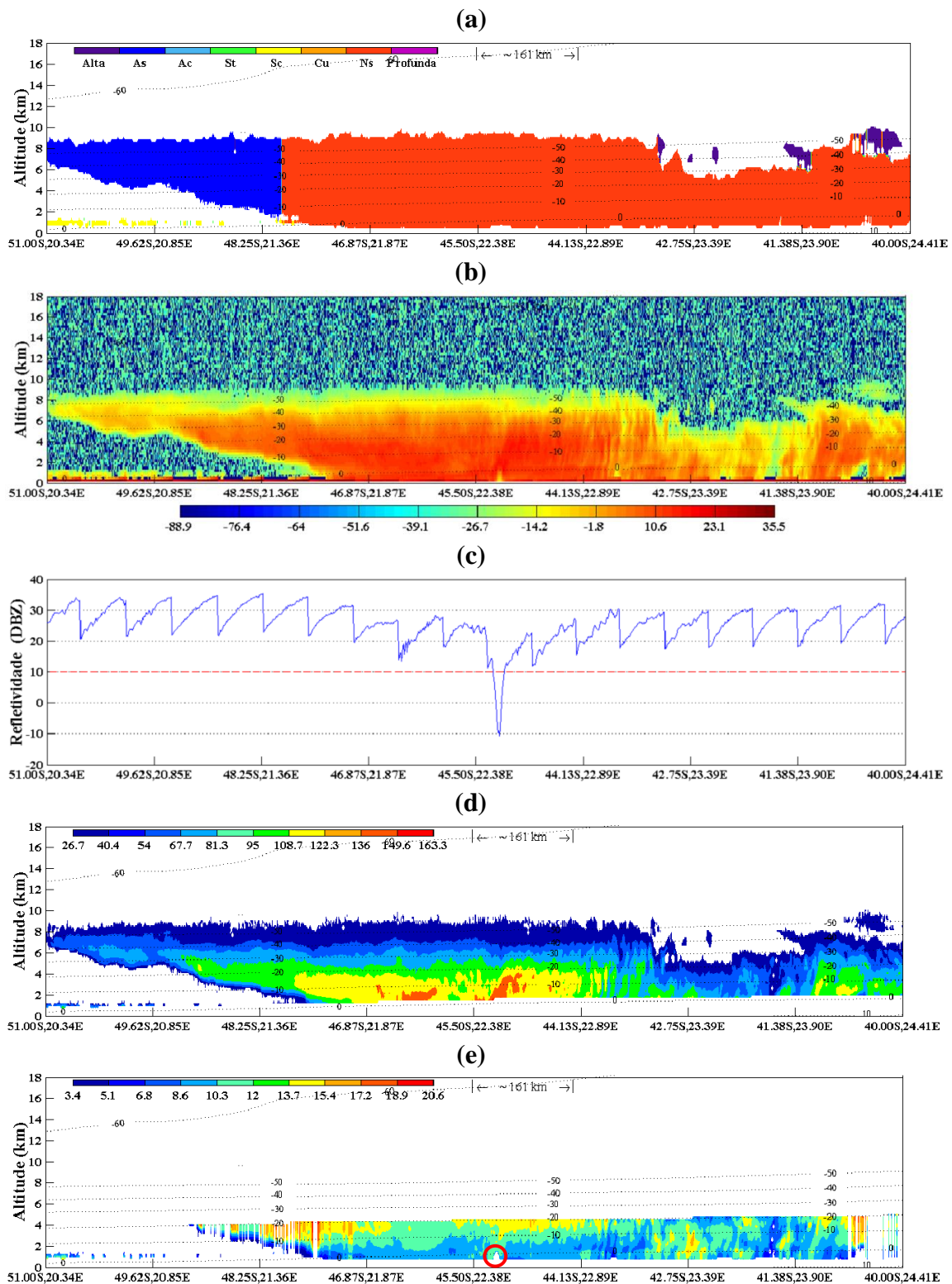


Fig. 3.8 – Perfis verticais do parâmetro de classificação de nuvens (a) e refletividade do radar (dBZ) (b); refletividade do radar na superfície (dBZ) (c) e os perfis verticais do raio efetivo das gotas (μm) (d) e das partículas de gelo (e) presentes na nuvem. Os dados foram obtidos do satélite CloudSat, para o dia 23/08/2006, entre 15:45:37 e 15:48:48 horas (UTC).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 ANÁLISE MICROFÍSICA

Antes de iniciar a análise e as discussões dos resultados encontrados, é importante ressaltar neste momento, as diferentes representatividades estatísticas que os resultados encontrados podem assumir dependendo do tipo de nuvem. Isto pode ser verificado na Fig. 4.1, que mostra a frequência de dados coletados pelo satélite CloudSat entre o período de 06/2006-04/2011, sobre a área de estudo marinha e continental. Nesta figura, os dados medidos sobre o oceano e o continente foram coletados sobre áreas com o mesmo tamanho. Nestes primeiros resultados, verificam-se diferenças notáveis na distribuição do campo de nuvens marinhas e continentais nas regiões analisadas. Os resultados indicam que nestas regiões, há uma formação consideravelmente menor de nuvens marinhas, em comparação com as nuvens continentais. Como foi mencionado na seção anterior, os dados coletados para a região marinha, corresponderam a somente 14% do total de dados coletados, sendo o restante obtido na região continental. A Fig. 4.1 também chama atenção pela sua elevada porcentagem (cerca de 69,8%) de dados com medidas de nuvens Sc marinhas em comparação aos demais tipos de nuvens formadas sobre o mesmo ambiente. Enquanto que, a soma do número de dados coletados para as nuvens dos tipos Ns e Pf, apresentaram menos que 1% do total de dados do espaço amostral oceânico utilizado para a análise. Estes resultados estão em conformidade com os encontrados por outros autores, como Klein e Hartmann (1993) e Bony e Dufresne (2005). Estes autores verificaram que as nuvens Sc são responsáveis por cobrir grandes áreas a leste dos oceanos subtropicais. Resultados recentes mostram que estas nuvens cobrem aproximadamente um quarto dos oceanos ao redor do globo. Em síntese, a Fig. 4.1, apresenta indícios, de que os mecanismos de formação, manutenção e inibição das nuvens sobre o oceano e o continente nas regiões analisadas, possam ser relevantemente diferentes. A principal explicação física para a baixa frequência de dados encontrada nas nuvens marinhas está associada à existência de uma vasta área de movimento subsidente do ar sobre a região marinha. Estes movimentos de subsidência do ar estão associados a uma grande área de alta pressão atmosférica sobre o Oceano Atlântico subtropical com movimento anticiclônico do ar. Este sistema de alta pressão atmosférica

é chamado em meteorologia, de Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Também a uniformidade maior encontrada na superfície do oceano devido a ausência de topografia, associado com gradientes menos intensos das variáveis meteorológicas, faz com que existam poucos mecanismos forçantes para o disparo de convecção sobre o oceano. A ASAS tem como uma de suas principais características, inibir a formação de instabilidades tropicais e a passagem de frentes frias. Além disso, o movimento de subsidência do ar reduz a umidade relativa do ar devido ao aquecimento adiabático gerado pela compressão da parcela de ar. De forma geral, a ASAS exerce um grande impacto no campo de nuvens e precipitação sobre o Oceano Atlântico subtropical, o que teve uma influência direta na distribuição de nuvens na região marinha estudada. Este efeito, ainda é intensificado pelas temperaturas mais reduzidas encontradas sobre a superfície do oceano em relação à superfície continental durante o período diurno. O que resulta em maior estabilidade na camada de ar atmosférica marinha. Esta estabilidade restringe o desenvolvimento principalmente de nuvens convectivas. Como resultado, há um aumento na formação de nuvens baixas do tipo Cu e principalmente Sc, como pode ser observado pela Fig. 4.1. Outro fator a se considerar, que teria contribuído para a maior quantidade de nuvens continentais, está associado com os horários de passagem do satélite CloudSat. O CloudSat sobrevoou as duas regiões estudadas em horários distintos, defasados em aproximadamente 2h30min. O CloudSat realizou suas passagens sobre a região marinha, aproximadamente às 14h10min (órbita ascendente) (UTC). Enquanto que na região continental, as passagens ocorreram por volta das 16h50min (órbita ascendente) (UTC). No curso do satélite sobre a órbita ascendente, nota-se que a região continental foi mais favorecida pelo aquecimento diurno (passagem às 13h50min hora local) em comparação a região marinha (passagem às 12h10min hora local correspondente ao fuso horário sobre oceano). Ou seja, somando este fator com a maior eficiência no aquecimento das superfícies continentais, deduz-se, que a região de estudo sobre o continente estava sobre efeito de áreas de maior instabilidade. Que por sua vez, aumenta a possibilidade da formação de nuvens principalmente por processo de convecção.

Tendo em vista, esta grande diferença na quantidade de dados de nuvens marinhas e continentais, optou-se neste trabalho, considerar uma área de estudo maior sobre o oceano, como foi explicado previamente (em metodologia e dados). O objetivo,

foi aumentar o espaço amostral sobre a região marinha, principalmente para os tipos de nuvens Ns e Pf, pouco frequentes nesta região. Portanto, os resultados referentes à região marinha, foram obtidos por meio dos dados coletados sobre área de estudo mostrada anteriormente (em Metodologia e dados) na Fig. 3.1.

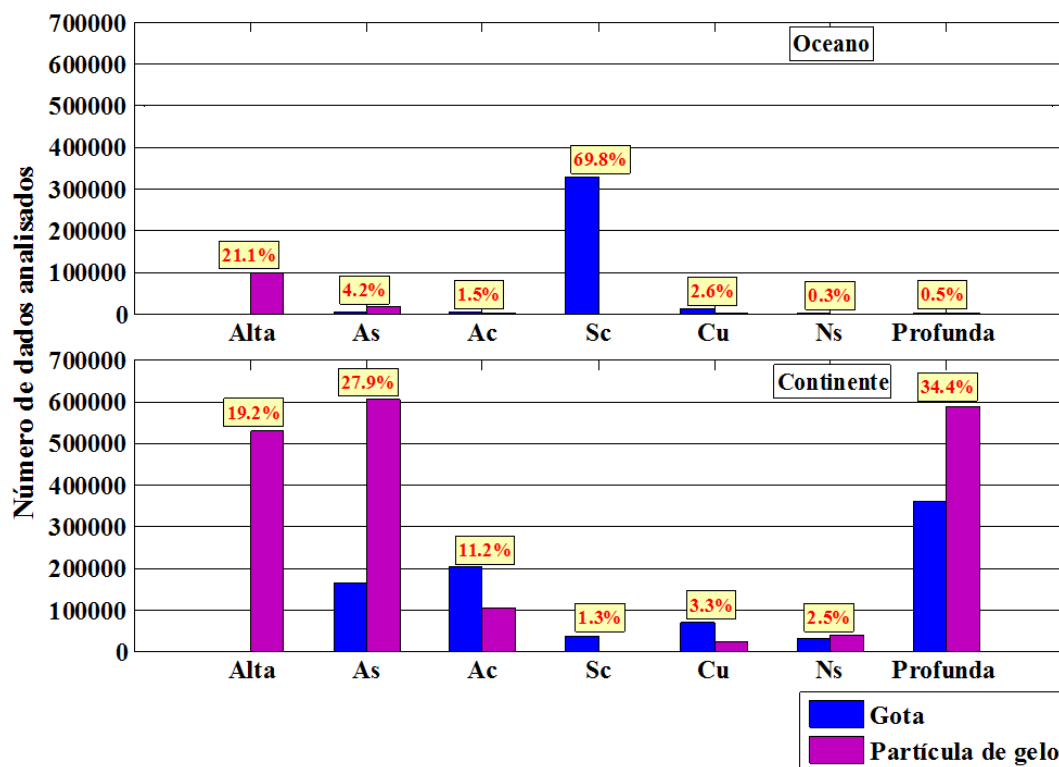


Fig. 4.1 – Frequência de dados coletados referentes a gotas (em azul) e partículas de gelo (em lilás) para cada tipo de nuvem no período entre 06/2006 e 04/2011 em duas regiões com o mesmo tamanho. Os valores na figura são referentes ao número de dados do raio efetivo de gotas e partículas de gelo.

A frequência de dados coletados para as gotas e partículas de gelo nas áreas 1 e 2 da Fig. 3.1, são mostradas na Fig. 4.2. Comparando as figuras 4.1 e 4.2, observa-se que o aumento no tamanho da área de estudo sobre a região marinha, resultou em um acréscimo relativamente moderado na frequência de dados coletados, especialmente para as nuvens to tipo Ns e Pf. Este aumento foi de aproximadamente 1,6 e 6,9 %, respectivamente. Entretanto, esse pequeno acréscimo na porcentagem de dados, teve um impacto relevante no número de dados analisados, passando de 1721 para 45089 estimativas (quantidade de dados na matriz) de REG para as nuvens Ns. Já nas nuvens Pf, a quantidade de dados obidos passou de 1273 para 116898. De modo geral, este aumento no espaço amostral dos dados, tem como objetivo, diminuir o grau de incerteza

dos resultados apresentados neste trabalho. Deve-se ser frisado, que as informações contidas na Fig. 4.2, representam apenas a quantidade de estimativas feitas das propriedades de nuvens na região de estudo, e não necessariamente, a frequência para cada tipo nuvem no período estudado. Além dos diversos fatores ambientais que podem exercer impacto na formação das nuvens, como a disponibilidade de vapor d'água, cobertura do solo, topografia e a distribuição vertical de aerossóis, também se devem levar em consideração, o tamanho de cada tipo de nuvem. Por exemplo, uma nuvem Cb ocupa um volume na atmosfera, muito superior ao ocupado por uma nuvem Cu de bom tempo. Desta forma, as medidas do satélite CloudSat feitas sobre uma seção transversal do volume ocupado por uma nuvem Cb (perfil vertical), será responsável por um número maior de dados coletados. Portanto, a análise da frequência destes dados, pode ser passível de interpretações errôneas, como a de que há maior ocorrência de nuvens Cb na atmosfera em comparação a nuvens Cu.

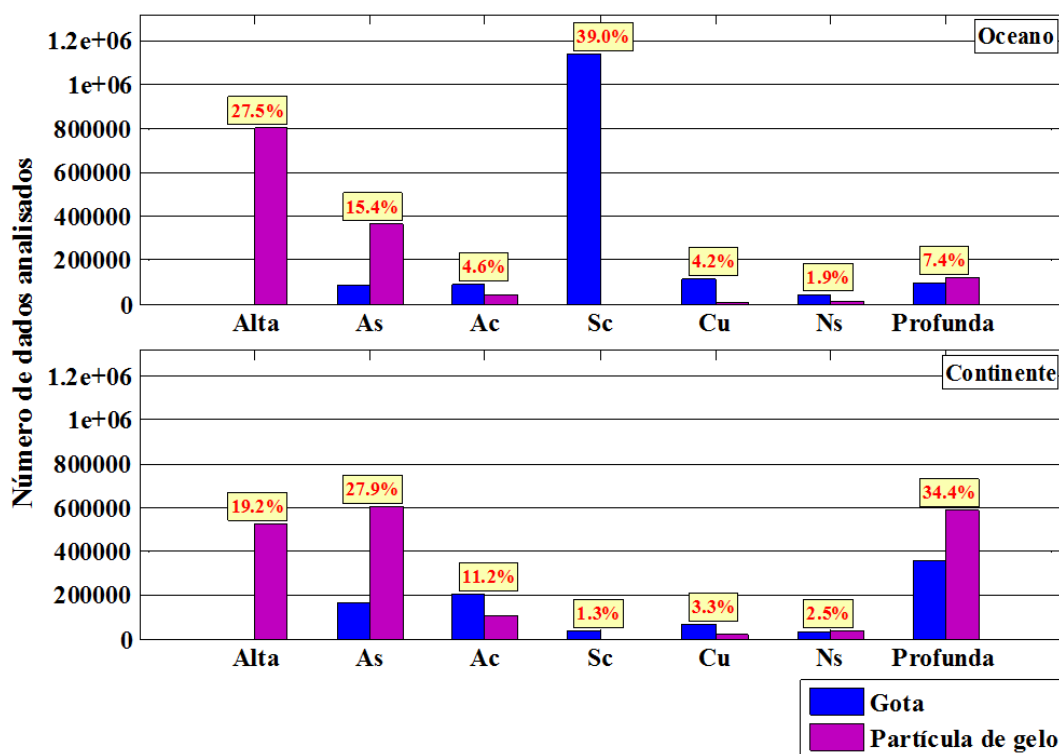


Fig. 4.2 – Frequência de dados coletados referentes a gotas (em azul) e partículas de gelo (em lilás) para cada tipo de nuvem no período entre 06/2006 e 04/2011 para as áreas de estudo representadas na Fig. 3.1. Os valores na figura são referentes ao número de dados do raio efetivo de gotas e partículas de gelo.

Para iniciar as análises das propriedades microfísicas das nuvens, a Fig. 4.3 mostra a distribuição de frequência do REG para diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul). Nos resultados apresentados nas Figuras 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6, foi considerada apenas a média aparada para a concentração de partículas de gelo em todos os tipos de nuvens (15% no limite superior da distribuição) e para o raio efetivo da partícula de gelo nas nuvens Pf (7%), como foram mencionados em Metodologia. Esta escolha foi adotada, para não comprometer a visualização, portanto, a análise dos resultados que são apresentados nas figuras, devido à presença de valores muito elevados contidos em intervalos de classe de baixíssima frequência encontrados nestes parâmetros. Ademais, em todos os outros resultados que serão apresentados nesta pesquisa foi considerada a média aparada em 5% nos limites inferior e superior da distribuição (com exceção dos parâmetros comentados acima, onde foi adotado 7 e 15% no limite superior). Os primeiros resultados encontrados mostram que a região continental e marinha pesquisada, surpreendentemente, apresentam características consideravelmente semelhantes em relação à distribuição de frequência do REG. Em uma análise inicial, estes resultados não corroboram com os encontrados por outros autores em estudo feitos em outras regiões. Contudo, como era de se esperar, as nuvens marinhas apresentaram máximos de frequência, associados com REG levemente maiores em relação às nuvens continentais. Muito embora, esta diferença seja relativamente pequena em comparação a encontrada por outros autores (por exemplo, no trabalho de Lewis, 1951). Isto pode ser visto na Fig. 4.3, onde foram obtidos valores iguais de máximos de frequência nas nuvens marinhas e continentais para o REG nas As (9 μm), Ac (9 μm), Sc (9 μm) e Ns (12 μm). Mesmo apresentando pequena diferença na distribuição de gotas, as nuvens continentais sempre apresentam máximos de frequência com valores menores ou iguais às nuvens marinhas, em todos os casos analisados. A média do REG feita nos seis tipos de nuvens analisados (cálculo não mostrado) com presença de gotas foi de 12,5 μm (desvio padrão de 3,6 μm) nas nuvens marinhas e 11,0 μm (desvio padrão de 3,5 μm) nas nuvens continentais. Provavelmente a relação de fatores, como a quantidade de NCN, temperatura e conteúdo de vapor d'água disponível, sejam os principais responsáveis pelo surgimento de gotas maiores nas nuvens marinhas. No entanto, seria precipitado até o presente momento, inferir as causas para estes resultados. Em estudos clássicos de microfísica de nuvens, as nuvens marinhas são formadas por gotas maiores

em comparação as nuvens continentais, devido a menor quantidade de NCN para competir por vapor d'água. Além disso, aerossóis marinhos, compostos por substâncias de sal como cloreto de sódio, são mais efetivos para atuar como NCN, se comparados com os aerossóis de origem continental. Ainda que estas diferenças possam parecer pequenas, levando em consideração o ambiente favorável à formação das nuvens encontrada sobre os oceanos, aspectos como a CG dentro da nuvem, ainda devem ser levadas em consideração. Nuvens podem apresentar gotas pequenas, mas associadas com altas concentrações. A Fig. 4.3 mostra ainda uma leve diferença na distribuição de gotas entre os diferentes tipos de nuvens. Nota-se que as nuvens Cu apresentam uma distribuição de gotas um pouco mais ampla (diferença entre o máximo e o mínimo do REG) em comparação aos demais tipos de nuvens. Foi obtido nestas nuvens, um máximo no REG superior a 28 μm (considerando que 28 μm é o valor médio do intervalo) sobre o oceano, além do valor de desvio padrão mais elevado em relação aos outros tipos de nuvens. Hobbs et al. (1980) encontrou valores semelhantes em estudos feito em nuvens estratiformes e cumuliformes na cidade de *Miles City*, localizada no estado americano de Montana. No referido trabalho, o autor encontrou valores de diâmetro de gotas variando entre cerca de 2 e 45 μm (raio médio de 1 e 22,5 μm , respectivamente) para Cu pequenas, e de 45 μm para 60 μm em Cu mais desenvolvidas.

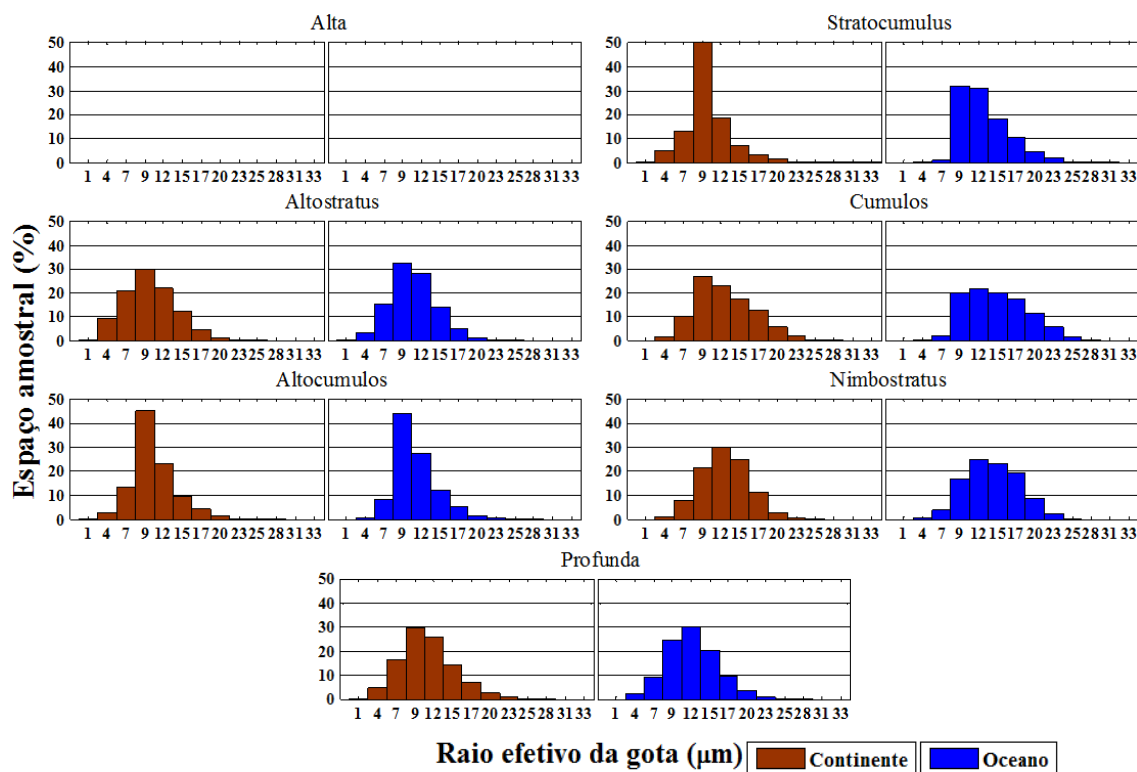


Fig. 4.3 – Distribuição de frequência (%) do raio efetivo da gota (μm) em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011.

A distribuição de frequência do raio efetivo da partícula de gelo (REPG) é mostrada na Fig. 4.4. Nos dados obtidos neste trabalho foi observado a ocorrência de uma pequena quantidade de dados referente a estimativas de partículas de gelo nas nuvens Sc. É provável que seja uma limitação do algoritmo de classificação de nuvens utilizado para a recuperação dos dados do CloudSat em identificar o tipo de nuvem apropriado. No entanto, a porcentagem de dados referente a partículas de gelo para o tipo de nuvem em questão, é inferior a 0,5% de todo o espaço amostral. Portanto, estes resultados não comprometem a metodologia adotada no presente trabalho. Porém, deve-se chamar a atenção, para que as análises estatísticas referentes às partículas de gelo das nuvens Sc, não seja considerada neste trabalho. Muito embora, a presença de gelo na nuvem, também dependa da temperatura na superfície, desta forma, tornando possível a presença de gelo em nuvens Sc em latitudes mais altas. Os resultados mostram que há uma clara diferença no tamanho das partículas de gelo (máximo de $\sim 132 \mu\text{m}$ para a nuvem continental Pf), em relação ao tamanho das gotas (sendo o mesmo máximo de $\sim 28 \mu\text{m}$) mostrado na figura anterior. Nos níveis mais altos da atmosfera, o vapor d'água

disponível é distribuído (principalmente por deposição no processo de Bergeron) para um número muito menor de partículas embrionárias de gelo (chamadas de núcleos de congelamento), devido a sua baixa concentração. Também pode ser observado pela figura, que existe uma diferença maior nas distribuições de partículas de gelo entre os diferentes tipos de nuvens, em relação à distribuição de gotas (Fig. 4.3). Por exemplo, as nuvens Altas e Ac apresentaram uma distribuição de partículas de gelo mais estreita se comparado com os outros tipos de nuvens analisados, onde são observados os dois maiores máximos da distribuição. As nuvens do tipo Cu¹², Ns e principalmente Pf, estão associadas com a formação de atividade convectiva em seu interior. As correntes ascendentes procedentes desta atividade convectiva podem iniciar processos dinâmicos dentro das nuvens, como a *colisão e coalescência* (interação entre gotas), *acrecção* (interação entre partículas de gelo e as gotículas super-resfriadas) e *agregação* (interação entre partículas de gelo). O que explica o fato destas nuvens apresentarem baixos valores de máximo de frequência, onde a presença de partículas de gelo grandes, também é encontrada em grande número em intervalos de frequência mais elevados, por exemplo, no intervalo de valores com média de 132 μm nas nuvens Pf (frequência acima de 10%). Com relação à análise comparativa entre as nuvens marinhas e continentais, novamente não é possível observar uma diferença expressiva entre nuvens marinhas e continentais. A média do REPG feita nos seis tipos de nuvens analisados (cálculo não mostrado) com a presença de partículas de gelo (excetuando as Sc) foi de 68,2 μm (desvio padrão de 20,1 μm) nas nuvens marinhas e 72,6 μm (desvio padrão de 23,9 μm) nas nuvens continentais.

¹² Deve-se ressaltar que como foi mencionado anteriormente, no algoritmo de classificação de nuvens, o gênero Cu também inclui as nuvens cumulus congestus, provida de maior atividade convectiva.

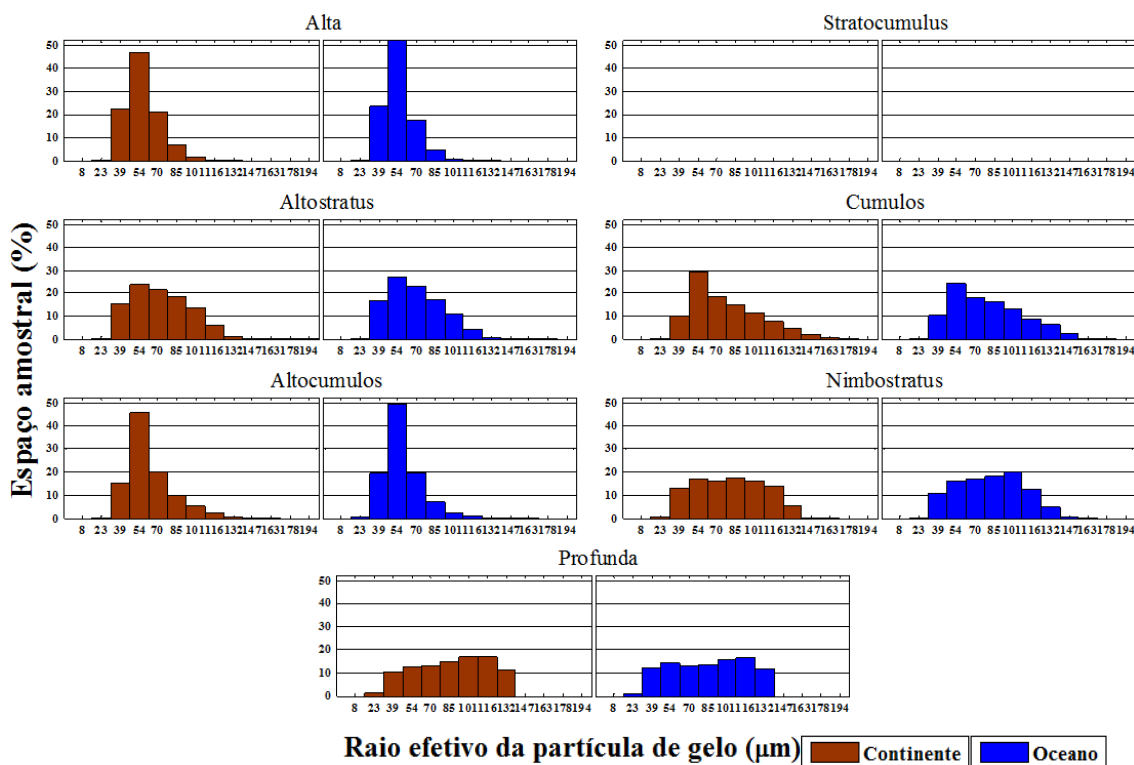


Fig. 4.4 – Distribuição de frequência (%) do raio efetivo da partícula de gelo (μm) em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011.

Para complementar a análise dos resultados contidos nas figuras 4.3 e 4.4, são apresentadas na Fig. 4.5, a média do raio efetivo da gota e da partícula de gelo e o desvio padrão sobre a região continental e marinha. Observado de outro ponto de vista, é possível notar com mais nitidez, a grande diferença na amplitude das distribuições de gotas e partículas de gelo. Esta diferença pode ser observada em todos os tipos de nuvens analisados, sendo o espectro de gotas mais estreito. Por exemplo, foi encontrado para o REG, um desvio padrão de $3,6 \mu\text{m}$ na nuvem Pf sobre o continente, enquanto para o REPG, este valor foi superior a $31,5 \mu\text{m}$. Pela Fig. 4.5, se torna mais claro o impacto do aumento na intensidade da atividade convectiva no interior da nuvem sobre o tamanho das partículas de gelo. Estes resultados mostram um aumento gradativo no tamanho médio das partículas de gelo, passando da nuvem Cu (Por exemplo, raio médio de $75,4 \mu\text{m}$ no continente), Ns (raio médio de $80,4 \mu\text{m}$) até a nuvem Pf (raio médio de $92,7 \mu\text{m}$). No entanto, não se verifica o mesmo comportamento para a distribuição de gotas. Os dados mostram, que embora as nuvens Pf estejam associadas com atividade convectiva mais intensa, as nuvens Cu e Ns, que são formadas sobre uma

atmosfera mais estável são constituídas por gotas levemente maiores. Ainda que o gênero Cu seja composto também com nuvens do tipo cumulus congestus, seria intuitivo esperar a presença de gotas maiores no interior das nuvens Pf. Contudo, muitos fatores podem ter influenciado estes resultados. Estes fatores incluem não apenas aspectos envolvidos na microfísica de nuvens e da precipitação. Fonte de erros inerentes à técnica de Sensoriamento Remoto e até mesmo o método estatístico utilizado, podem ter induzido uma pequena variação no resultado obtido. Em nuvens com forte precipitação, a onda eletromagnética com comprimento de onda de milímetros utilizada no radar a bordo do CloudSat (3,2 mm), sofre forte atenuação devido a presença de gotas e partículas de gelo muito grandes. Neste caso, o baixo sinal de retorno enviado para o radar é interpretado como sendo uma região no interior da nuvem com partículas menores. Embora neste trabalho tenha sido elaborado um script para remover da análise os dados onde foi registrada uma atenuação considerável no sinal do radar, em alguns casos, o algoritmo desenvolvido não consegue detectar e remover todos estes dados do espaço amostral. Isto de certa forma, pode ter contribuído para subestimar levemente os parâmetros analisados nas nuvens Pf. Além disso, as nuvens podem apresentar uma distribuição de frequência de gotas e partículas de gelo muito heterogênea ao longo de sua coluna vertical. Isto é especialmente verdade, para as nuvens associadas com desenvolvimento vertical e, conseqüentemente, o valor médio pode ser sensível a essas variações.

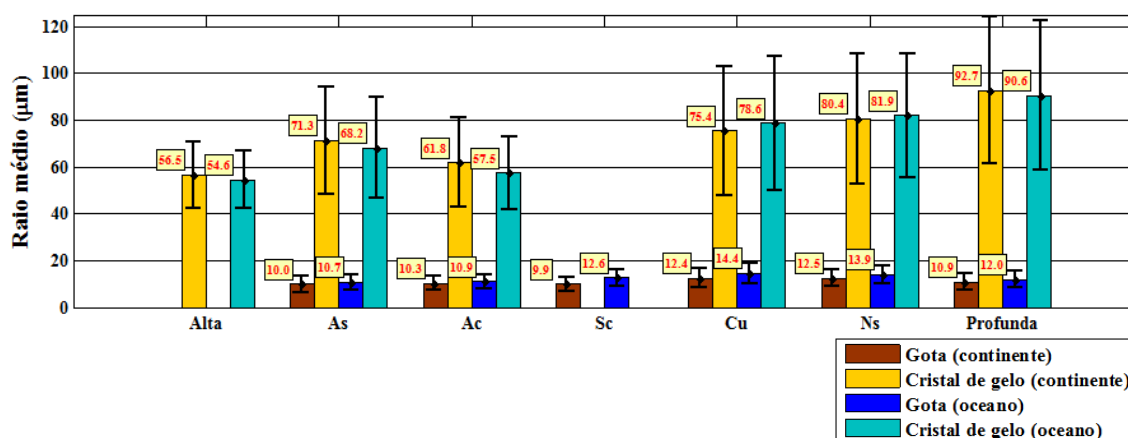


Fig. 4.5 – Valores médios do raio efetivo das gotas e partículas de gelo (μm) e desvio padrão em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental e marinha para o período entre 06/2006 e 04/2011.

A relativa semelhança observada na distribuição de frequência do tamanho das gotas e das partículas de gelo sobre o continente e o oceano, também podem ser observadas na distribuição de frequência da CG (Fig. 4.6). Com relação à comparação entre nuvens marinhas e continentais, estes resultados se mostram importantes, pois apresentam mais indícios, sobre a considerável paridade entre nuvens marinhas e continentais nas regiões observadas. Mesmo que os resultados nas Figuras 4.3 e 4.4 não expressem uma diferença significativa nas distribuições de frequência do tamanho das partículas de nuvens continentais e marinhas, seria perfeitamente possível encontrar para os mesmos casos, resultados diferentes para as distribuições de frequência da concentração de partículas. No entanto, mesmo que a diferença entre nuvens continentais e marinhas não seja tão grande como foi observado em outras regiões, verifica-se pela Fig. 4.6, que com exceção das nuvens As, todos os outros tipos de nuvens apresentaram máximo de frequência distintos entre si. Além disso, também se destaca na Fig. 4.6, o fato de que todos os tipos nuvens marinhas analisadas (exceto as nuvens altas, formadas predominantemente por partículas de gelo), apresentaram valores iguais ou superiores de máximos de frequência em comparação às nuvens continentais. Estes resultados também são diferentes dos encontrados por outros autores, onde a princípio, eram esperados valores mais elevados de CG sobre o continente. As possíveis causas para este comportamento serão verificadas ao longo dos próximos resultados.

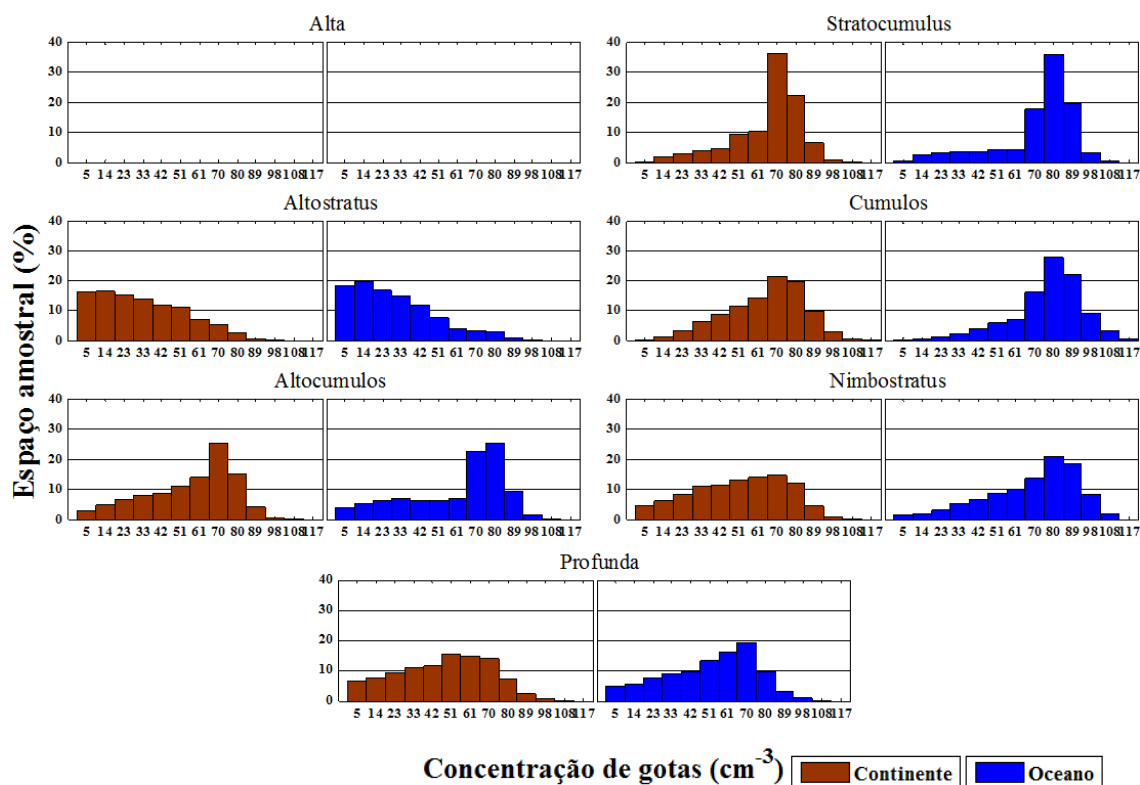


Fig. 4.6 – Distribuição de frequência (%) da concentração de gotas (cm^{-3}) em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011.

Com exceção das nuvens Sc e Altas, todos os demais tipos de nuvens que são alvos de estudo neste trabalho são formados, tanto por gotas, quanto por partículas de gelo. Estes tipos de nuvens são chamadas de *nuvens mistas*. Portanto, é necessário que a nuvem seja analisada em toda a sua extensão vertical, tanto em sua distribuição de gotas, quanto em sua distribuição de partículas de gelo. À vista disso, a distribuição de frequência (%) da concentração de partículas de gelo (CPG) [*100] sobre o oceano e continente é mostrada na Fig. 4.7. A análise destes resultados em conjunto com os apresentados previamente, comprova a semelhança apreciável, existente entre as nuvens marinhas e continentais nas regiões de estudo. Em todos os tipos de nuvens verificados, constituídas por partículas de gelo (Alta, As, Ac, Cu, Ns e Pf), podem ser observados valores idênticos de máximo de frequência, além de uma forte correlação na amplitude da distribuição de partículas de gelo. Destaca-se na Fig. 4.7, um estreitamento na distribuição de partículas de gelo nas nuvens Altas, Cu e principalmente Ac. Neste último caso, as nuvens são formadas predominantemente por partículas de gelo com concentrações da ordem de $0,01 \text{ partículas/cm}^3$ (correspondente a $1 \cdot 100^{-1} \text{ cm}^{-3}$ na Fig.

4.7). Estes resultados são notáveis, uma vez que, em esquemas mais sofisticados de parametrização da microfísica das nuvens, poderiam ser considerados valores fixos de CPG nas nuvens Cu e Ac com um baixo erro associado. No entanto, ao contrário das nuvens citadas, as nuvens Pf são caracterizadas por uma população de partículas de gelo significativamente mais heterogênea, apresentando valores de CPG que variam de 0,01 a 0,27 partículas/cm³ (*100⁻¹), como pode ser observado pela distribuição de frequência das nuvens continentais. Mecanismos dinâmicos relacionados com os processos de crescimentos das partículas de gelo (processos acreção e agregação) no interior destas nuvens contribuem diretamente para o alargamento da distribuição. A colisão entre as partículas propicia tanto o surgimento de partículas pequenas, formadas pela quebra de partículas maiores durante a colisão, quanto para a formação de partículas maiores, devido aos mecanismos de acreção e agregação. Outro aspecto que chama a atenção nos resultados é a grande disparidade na ordem de valores entre CG (Fig. 4.6) e CPG. No primeiro caso, foram observados valores superiores a 117 gotas/cm³ (Cu), enquanto que no segundo, os valores ficaram abaixo de 0,5 (*100⁻¹) partículas/cm³ em todos os casos analisados, ou seja, menos que uma partícula de gelo por centímetro cúbico. Portanto, os resultados mostram que se analisarmos em toda a extensão de uma nuvem convectiva de fase mista, sua população de partículas de gelo será notadamente mais uniforme em comparação a população de gotículas. No entanto, com partículas de gelo de tamanho maior. A principal causa para essa baixa CPG, se deve ao número muito reduzido de núcleos de congelamento em comparação a quantidade de NCN na atmosfera. De fato, apenas uma partícula de gelo, pode estar rodeada por centenas de milhares de gotículas de água super-resfriadas, o que explica a grande diferença entre CG e CPG.

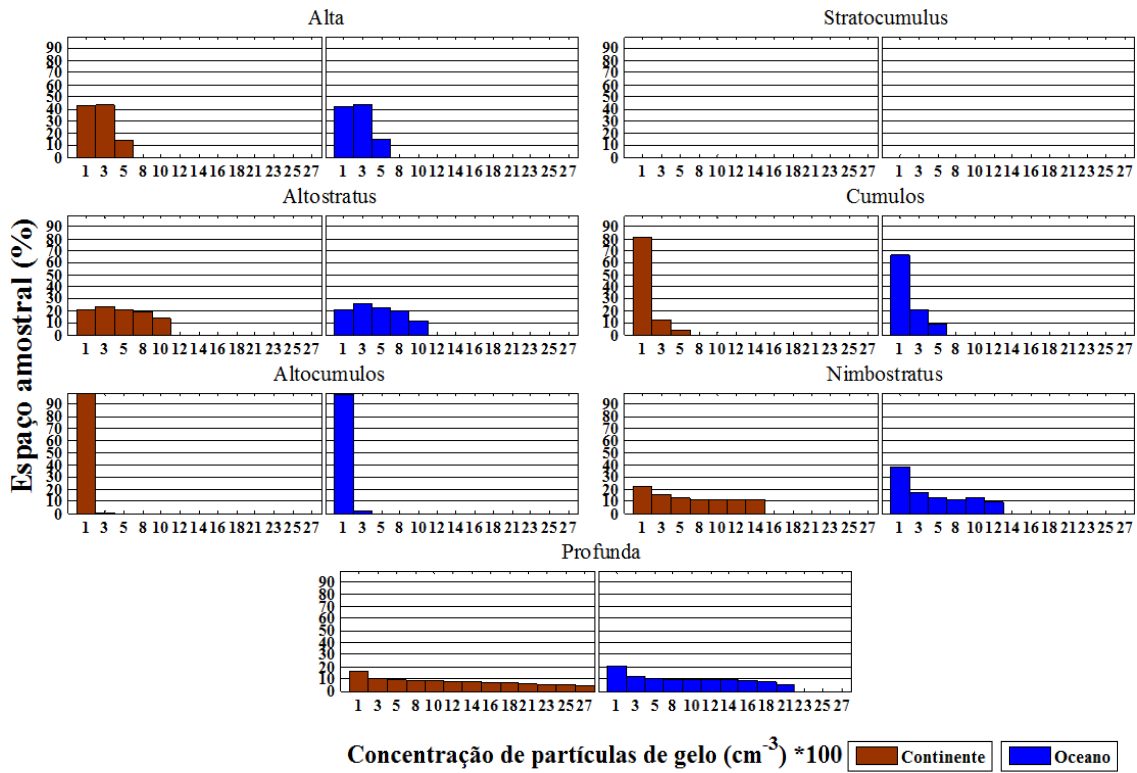


Fig. 4.7 – Distribuição de frequência (%) da concentração de partículas de gelo (cm^3) [*100] em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011. Os valores de concentração de partículas de gelo foram multiplicados por 100 para facilitar a visualização no gráfico.

Os resultados apresentados nas Figuras 4.6 e 4.7 são resumidos na Fig. 4.8 em termos dos seus valores médios e desvio padrão. Em quase todos os casos analisados, valores de CG mais elevados nas nuvens marinhas, também são observados através das médias apresentadas na Fig. 4.8. Este comportamento foi inicialmente visto na análise feita na Fig. 4.6, em que na maioria dos casos, foram observados máximos de frequência mais altos nas nuvens marinhas, e em outros, iguais aos encontrados nas nuvens continentais. Porém, pela Fig. 4.8, nota-se que o valor médio da CG ($31,8$ partículas/ $\text{cm}^3 * 100^{-1}$) nas nuvens As é maior sobre o continente. Isto porque, o valor médio da CG pode ser afetado pela própria largura do espectro, ao contrário dos valores de máxima de frequência, também chamada de *moda* da distribuição. Os maiores valores de desvio padrão foram observados nas nuvens Pf para a CPG. Os valores médios obtidos foram de $29,1$ partículas/Litro (desvio padrão) para as nuvens continentais e $27,8$ partículas/Litro para as nuvens marinhas. Estes valores são extremamente elevados para uma medida de dispersão. Isto porque, os valores

encontrados, possuem uma ordem de grandeza próxima a metade do próprio valor médio obtido, mesmo o desvio padrão tendo sido calculado num espaço amostral onde foram desconsiderados 15% dos dados contidos no limite superior da distribuição (mencionado em Metodologia). Do ponto de vista estatístico, por exemplo, este comportamento poderia apresentar um forte indicativo de erros sistemáticos nas medidas. Entretanto, este comportamento se deve principalmente, a própria variabilidade natural das nuvens, devido ao seu ciclo de vida, distribuição vertical das partículas na coluna da nuvem e aos mecanismos dinâmicos.

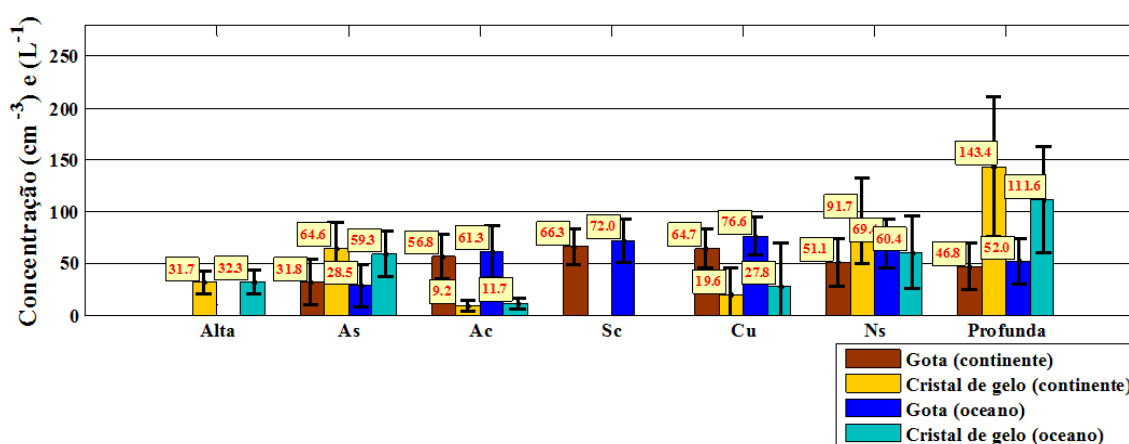


Fig. 4.8 – Valores médios da concentração de gotas (cm^{-3}) e partículas de gelo (L^{-1}) e desvio padrão em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre uma superfície continental e marinha para o período entre 06/2006 e 04/2011.

Com o objetivo de verificar e quantificar a correlação existente entre os diferentes tipos de nuvens é apresentado na Fig. 4.9, a matriz de correlação de Pearson para as nuvens sobre o continente. Os índices de correlação na figura foram obtidos a partir das distribuições de frequência apresentadas nas Figuras 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6, respectivamente. No entanto, os valores foram divididos em 1000 intervalos, ao invés de 13 como apresentado nestas figuras citadas. A metodologia utilizada considera a simples correlação da frequência de dados (no eixo das ordenadas dos gráficos) contidos em cada intervalo de valores (no eixo das abscissas dos gráficos) entre os diferentes tipos de nuvens. Por exemplo, o valor da frequência de dados referente ao intervalo de valores com concentração média de gotas igual a $2 \text{ gotas}/\text{cm}^3$ para as nuvens Altas na Fig. 4.8, será comparado com a frequência de dados contidos no mesmo intervalo de valores para os demais tipos de nuvens. Esta comparação será feita para todos os outros intervalos, e então, feita a correlação entre estas duas matrizes resultantes. Note que os

valores indicados nas barras de cores em tons de cinza, não estão padronizados entre as Figuras 4.9 (a), (b), (c) e (d). A análise dos resultados mostrados nas Figuras 4.9 (a), (b), (c) e (d), mostram que os índices de correlação mais elevados foram obtidos para o REG (Fig. 4.9a). Estes índices tiveram valores iguais ou superiores a 0,66 em todos os casos analisados. Os índices mais baixos foram encontrados na correlação entre as nuvens Sc e Ns ([0,66-0,70]), e Ac e Ns ([0,73-0,76]), enquanto que os índices mais altos registrados foram obtidos entre as nuvens As e Pf, com valores entre 0,97 e 1 (Fig. 4.9a). No entanto, este mesmo índice ficou abaixo de 0,48 para o REPG (Fig. 4.9c). Isto indica, que a dinâmica associada às correntes ascendentes em nuvens com atividade convectiva, assumam um papel mais efetivo em modular a distribuição das partículas de gelo de uma nuvem em comparação distribuição de gotas. Na correlação do REPG (Fig. 4.9c), os índices mais baixos foram encontrados na correlação das nuvens Sc com todos os outros tipos de nuvens analisados, sendo estes índices menores que 0,48. Ainda com relação às nuvens Pf, há um aumento no índice de correlação destas, com as nuvens Cu ([0,71-0,77]) e Ns ([0,94-1,00]). Levando em consideração as distintas condições atmosféricas envolvidas na formação destas nuvens, estes resultados estão em conformidade com o entendimento físico a respeito destas nuvens. Por exemplo, nuvens Pf e altas são formadas em ambientes com mecanismos dinâmicos e termodinâmicos muito distintos entre si. O que justifica os menores índices de correlação encontrados para o REPG (Fig. 4.9c). Porém, os índices de correlação aumentam em nuvens formadas sobre ambientes com características mais semelhantes, especialmente com relação aos seus mecanismos dinâmicos. Isto pôde ser verificado (comentado acima) pelo aumento na correlação das nuvens Pf com as nuvens Cu (que também abrange as nuvens cumulus congestus) e Ns. Pela análise dos índices mostrados na Fig. 4.9b, nota-se a baixa correlação na CG das nuvens As, para com os demais tipos de nuvens. Foram obtidos índices abaixo de 0,67 para as nuvens Pf e Ac (com a As), incluindo correlações negativas nas nuvens Cu e Sc. Ou seja, em técnicas sofisticadas de parametrização microfísica de modelos numéricos, a representação mais acurada do campo de nuvens, deveria a princípio, levar em consideração este comportamento diferenciado da CG nas nuvens As e, igualmente, para a fase sólida nas nuvens Sc, que obteve índices de correlação abaixo de 0,48 para o raio efetivo e concentração de partículas de gelo. De forma geral, com relação aos demais tipos de nuvens, pode ser observada uma correlação relativamente alta (entre 0,89 e 1) nas nuvens Ac com as nuvens Ns, Cu e Sc

e, nas nuvens Sc com Cu e Ns com Pf (Fig. 4.9b). Comparando o índice de correlação do tamanho e concentração de gotas [Fig. 4.9 (a) e (b)] com o tamanho e concentração de partículas de gelo [(Fig. 4.9 (c) e (d))], nota-se que as propriedades microfísicas na fase sólida são mais diversificadas dependendo do tipo de nuvem. Como foi mostrado nas Figuras 4.3 e 4.6, a distribuição de frequência dos parâmetros microfísicos na fase líquida apresenta características mais homogêneas para diferentes tipos de nuvens. Os índices de correlação em sua maioria ficaram abaixo de 0,7, tanto para o REPG, quanto a para CPG. Na Fig. 4.9c, por exemplo, é possível observar uma separação mais clara entre nuvens formadas sobre uma atmosfera mais instável, como as Cu, Ns e Pf em relação as nuvens Altas, As e Ac. Foi encontrado índices de correlação entre estas nuvens com mesma característica, em ambos os casos (convectiva e estratiforme), maiores que 0,71. No entanto, este padrão não é tão claro na correlação para a CPG (Fig. 4.9d), que para as nuvens com características físicas semelhantes apresentou correlações significativas apenas nas nuvens Ns e Pf e, diferentemente da Fig.4.9c, apresenta correlações moderadas (0,70-0,76) entre as nuvens Pf e Alta, As e Ac. Estes resultados evidenciam a importância de se analisar diferentes parâmetros microfísicos ao estudar os aspectos da microfísica das partículas de uma nuvem.

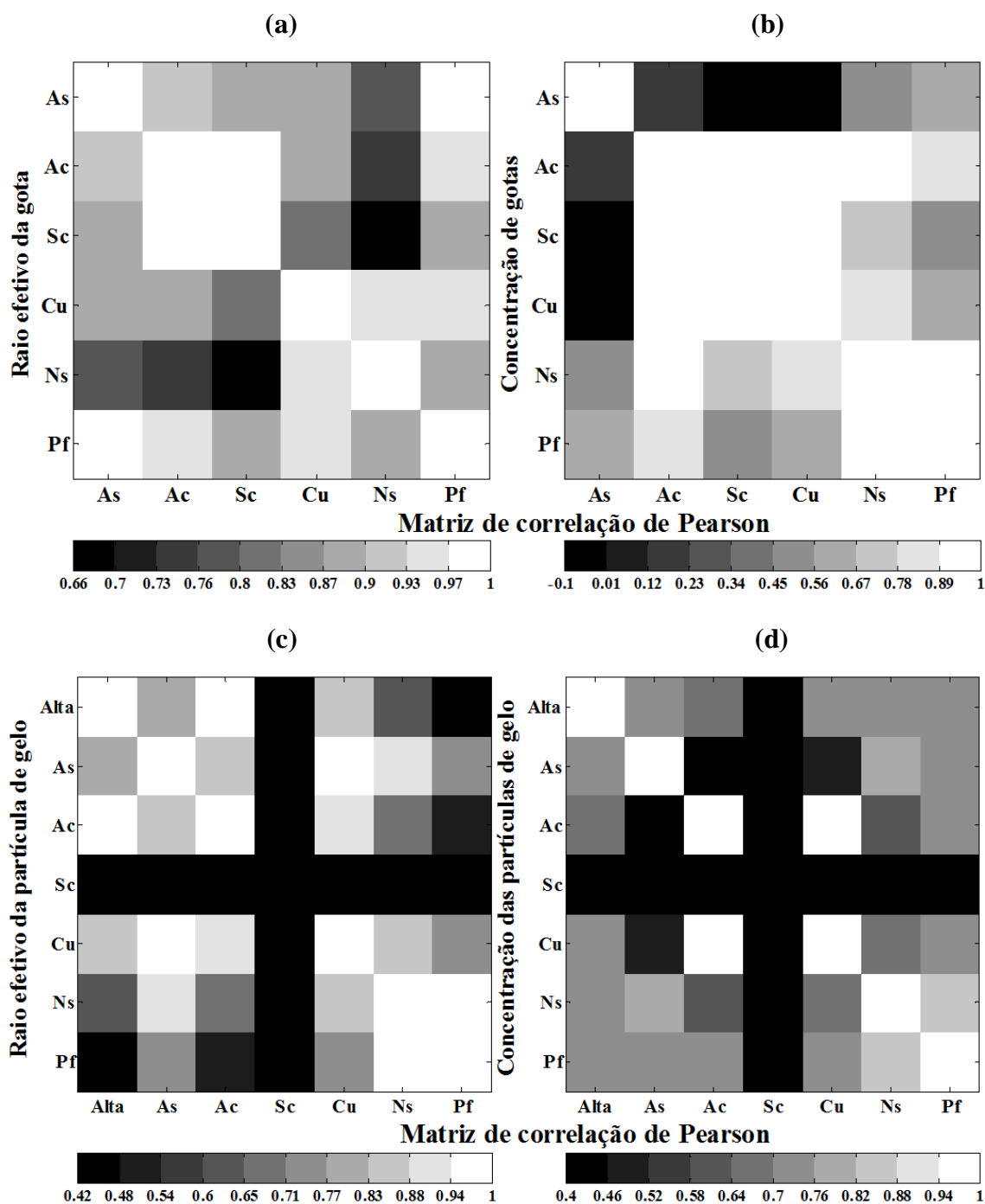


Fig. 4.9 – Matriz de correlação de Pearson para diferentes tipos de nuvens formadas sobre o continente para os parâmetros microfísicos: raio efetivo (a) e concentração (b) de gotas; raio efetivo (c) e concentração (d) de partículas de gelo. Os índices de correlação foram obtidos a partir dos valores de distribuição de frequência apresentados nas Figuras 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6, respectivamente. No entanto, os valores foram divididos em 1000 intervalos, ao invés de 13 como apresentado nas figuras citadas acima.

Os índices de correlação entre as nuvens marinhas e continentais são apresentados na Fig. 4.10, para o raio efetivo de gotas e de partículas de gelo (a) e para

a concentração de gotas e de partículas de gelo (b). Estes resultados mostram aproximadamente, de forma quantitativa e direta, a visível correlação na distribuição de frequência entre as nuvens continentais e marinhas nas regiões estudadas. Na média, em quase todos os tipos de nuvens foram obtidos índices de correlação relativamente elevados em todos os parâmetros analisados. Os índices mais baixos encontrados foram observados nas nuvens Sc, com valores de 0,81 e 0,73 para o REG e CG, respectivamente, e Ns com valor de 0,52 para CG. Comparando estes resultados com os apresentados nas Figuras 4.3 e 4.6 mostradas anteriormente, constata-se, que a amplitude e a forma da distribuição de gotas nas nuvens Sc sejam as principais responsáveis pela redução nos índices de correlação. No entanto, não se descarta a hipótese, de que as baixas correlações observadas nestas nuvens, sejam devidas ou pelo menos amplificadas, pela grande diferença no número de dados analisados entre continente (1,3% do total de dados) e oceano (39,0% do total de dados), mostrado anteriormente na Fig. 4.3.

Curiosamente, os índices de correlação apresentados anteriormente na Fig. 4.9a, mostram que há uma grande correlação na distribuição de frequência do tamanho de gotas entre as nuvens As e Pf, com valores entre 0,97-1. Estes resultados requerem uma interpretação mais cuidadosa, uma vez que, sabidamente, os mecanismos físicos associados à formação e manutenção destas nuvens, diferem consideravelmente. Fato este, pode ser confirmado através dos índices de correlação da CG (Fig. 4.9b), que apresentam valores abaixo de 0,67 para o mesmo caso. Ou seja, nuvens com diferentes características microfísicas, podem apresentar distribuições de frequência do tamanho ou da concentração de partículas semelhantes entre si, dependendo do parâmetro microfísico analisado. Isto pode ser confirmado pela simples análise visual da distribuição de frequência de gotas das nuvens As e Pf na Fig. 4.3a, onde percebe-se a grande semelhança entre estas. Estes resultados indicam que a análise da distribuição de frequência dos parâmetros microfísicos somente, podem não fornecer informações suficientes para caracterizar totalmente a natureza microfísica das nuvens. É preciso avaliar também, a relação existente entre os diferentes parâmetros microfísicos no interior da nuvem, para inferir com maior propriedade, a existência, significativa ou não, de distinções na constituição microfísica entre os diferentes tipos de nuvens, e ainda de acordo com seu ambiente de formação.

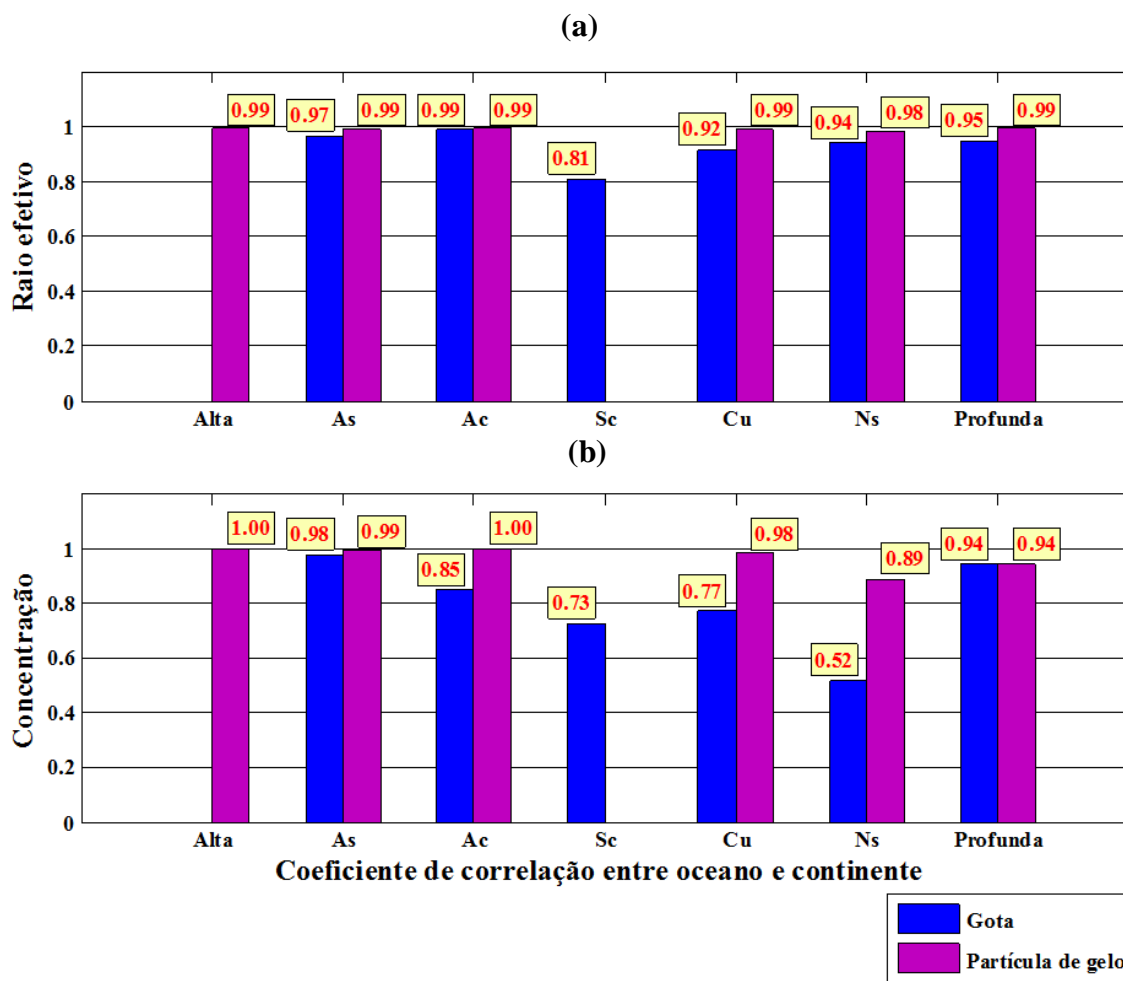


Fig. 4.10 – Coeficiente de correlação de Pearson entre nuvens marinhas e continentais para diferentes tipos de nuvens para os parâmetros microfísicos: **(a)** raio efetivo da gota e da partícula de gelo; **(b)** concentração de gotas e de partículas de gelo. Os índices de correlação foram obtidos a partir dos valores de distribuição de frequência apresentados nas Figuras 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6 respectivamente. No entanto, os valores foram divididos em 1000 intervalos, ao invés de 13 como apresentado nas figuras de citadas acima.

Para o melhor entendimento da estrutura microfísica encontrada nas nuvens, a Fig. 4.11 mostra para diferentes tipos de nuvens formadas sobre a região marinha, a relação entre o tamanho e a concentração de gotas (Fig. 4.11a) e partículas de gelo (Fig. 4.11b). No primeiro caso, esta relação é nomeada de distribuição de tamanho das gotas (DTG) ou ainda, espectro de gotas. Enquanto que no segundo caso, é chamado de distribuição de tamanho das partículas de gelo (DTPG) ou espectro de partículas de gelo. Pela figura, nota-se que, diferentemente da distribuição de frequência do tamanho e concentração de gotas e partículas de gelo, a distribuição de tamanho destas partículas, revela com mais riqueza de detalhes, a verdadeira identidade da estrutura microfísica de

cada tipo de nuvem. Uma grande variedade de regimes microfísicos pode ser observada pela figura. Por exemplo, é verificado que as nuvens As são formadas por valores baixos de CG (máximo de aproximadamente 35 gotas/cm³), em comparação aos demais tipos de nuvens para as mesmas classes de tamanho. Se compararmos, por exemplo, o espectro de gotas (Fig. 4.11a) e de partículas de gelo (Fig. 4.11b) das nuvens As com as Ac (que são ambas nuvens de camadas médias), é possível observar que há uma inversão nos máximos de CG e CPG. A figura mostra que o espectro de gotas nas nuvens As são dotadas de valores baixos de CG em comparação as nuvens Ac (Fig. 4.11a), no entanto, esse padrão se inverte no espectro de partículas de gelo (Fig. 4.11b). Estes resultados estão de acordo com os obtidos pelo autor Zhang et al. (2010). No referido trabalho, o autor encontrou que as nuvens As são constituídas por gotículas super-resfriadas e principalmente por partículas de gelo. Por outro lado, as nuvens Ac, estão associadas com gotas super-resfriadas e em menor quantidade, partículas de gelo. Devido a CPG ser muito menor que a CG, os resultados mostram que dentre os tipos de nuvens mistas analisadas, as nuvens As são as que possuem espessura óptica mais baixa. Tendo o balanço de radiação terrestre forte influência da espessura óptica das nuvens, que por sua vez, depende diretamente da sua constituição microfísica, é esperado que as nuvens As interajam menos com a radiação solar. Os valores mais elevados de CG são observados no espectro de gotas das nuvens Cu e Sc, com máximos próximos a 80 gotas/cm³ em ambos os casos. Estes resultados também são esperados, típicos de nuvens de camadas baixas formadas apenas por gotículas. Devido a fortes correntes ascendentes, foram registrados nas nuvens Pf os valores mais elevados de CPG ao longo do espectro (com máximo, superior a 0,14 partículas/cm³). Como as nuvens altas são formadas unicamente por partículas de gelo e possuem uma baixa CPG (Fig. 4.11b), pode ser inferir, que estas possuem os valores mais baixos de espessura óptica dentre todos os tipos de nuvens analisados. Este resultado também foi encontrado por diversos autores. Devido a pouca interação da radiação solar ao penetrar este tipo de nuvem, o seu efeito direto no balanço de energia global foi amplamente estudado pela comunidade acadêmica nos últimos tempos.

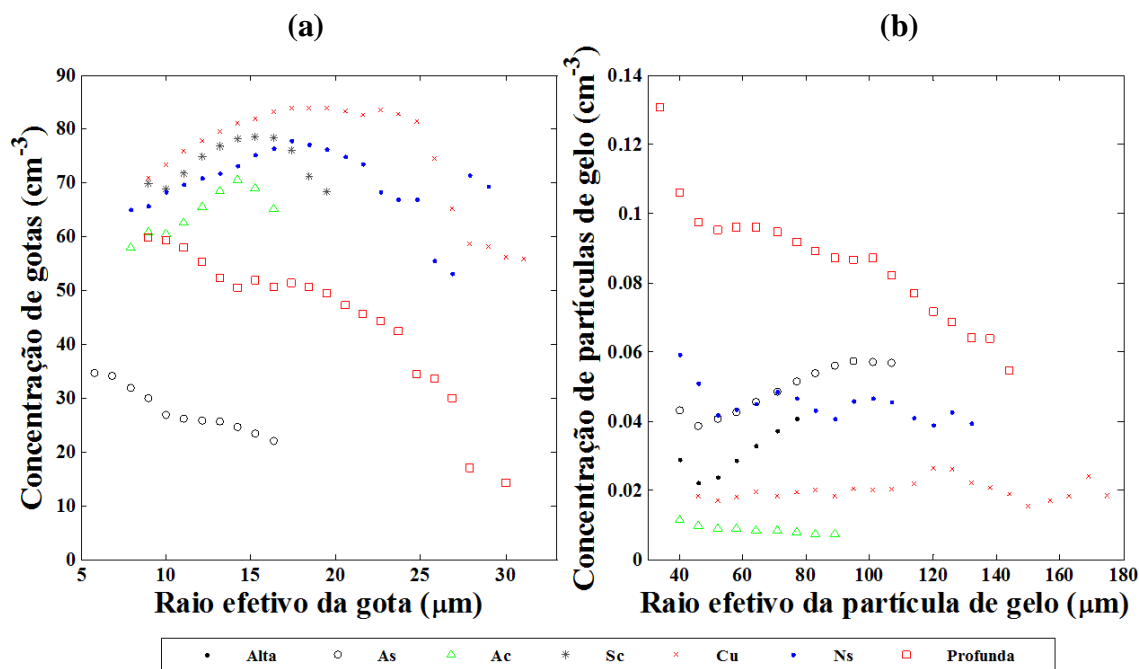


Fig. 4.11 – Distribuição média do tamanho de gotas (a) e partículas de gelo (b) em diferentes tipos de nuvens, formadas sobre a superfície marinha para o período entre 06/2006 e 04/2011.

A Fig. 4.11 também apresenta informações importantes para uma compreensão inicial da estrutura microfísica que diferentes tipos de nuvem podem assumir. Entretanto, os valores médios apresentados na Fig. 4.11 ainda carecem de mais informações. Por exemplo, o grau de dispersão dos dados em torno destes valores médios. Ou seja, ainda é necessário quantificar a variabilidade do espectro de gotas e de partículas de gelo dentro da nuvem. Para quantificar esta variabilidade ou o grau de dispersão dos dados em torno da média e também a distribuição de tamanho das partículas de nuvens sobre o oceano, a Fig. 4.12 apresenta a distribuição média do tamanho de gotas e o seu desvio padrão, para a região continental (em marrom) e marinha (e azul). Ressalta-se, que não é feita a análise das nuvens altas na Fig. 4.12, pois estas são constituídas apenas por partículas de gelo. Verifica-se na Fig. 4.12, que em todos os tipos de nuvens analisados foram observados valores de desvio padrão relativamente moderados e altos. Efetuando a média do desvio padrão nos seis tipos de nuvens considerados na figura, foram obtidos valores de desvio padrão de $20,1 \text{ cm}^{-3}$ e $21,5 \text{ cm}^{-3}$ (cálculo não mostrado) para nuvens continentais e marinhas, respectivamente. As nuvens As e Sc marinhas e continentais, apresentaram-se mais homogêneas em relação a CG na distribuição, apresentando valores mais baixos de desvio padrão. Para

as nuvens Sc, o desvio padrão registrado foi de $17,4 \text{ cm}^{-3}$ sobre o continente e $20,2 \text{ cm}^{-3}$ sobre o oceano. Nas nuvens Cu, foi obtido valores de desvio padrão de $19,2 \text{ cm}^{-3}$ sobre a região continental e $18,3 \text{ cm}^{-3}$ sobre a região marinha. Contudo, nota-se também, que em praticamente todos os casos, há um decréscimo na dispersão dos dados com a diminuição no tamanho das gotas. Gotas pequenas são encontradas tipicamente na base e nas bordas das nuvens, como pôde ser observado nos trabalhos de Justo e França (2011), e Duarte (2012). Os resultados mostram que também ocorre uma redução na CG com o aumento no REG em todos os tipos de nuvens analisados a partir de um tamanho de gotas crítico. Essa queda na curva do espectro de gotas se deve basicamente pela diminuição de vapor d'água disponível no ambiente das nuvens com gotas grandes. Estas gotas demandam uma maior quantidade de vapor d'água para crescerem, diminuindo assim a sua disponibilidade. Como também pôde ser inicialmente verificado pelas Figuras 4.6 e 4.8, o espectro de gotas, mostra que a concentração é maior para os casos de nuvens marinhas, novamente valendo a exceção para as nuvens As. Esta diferença no espectro é amplificada à medida que o tamanho das gotas aumenta, como pode ser verificado na maioria dos casos analisados.

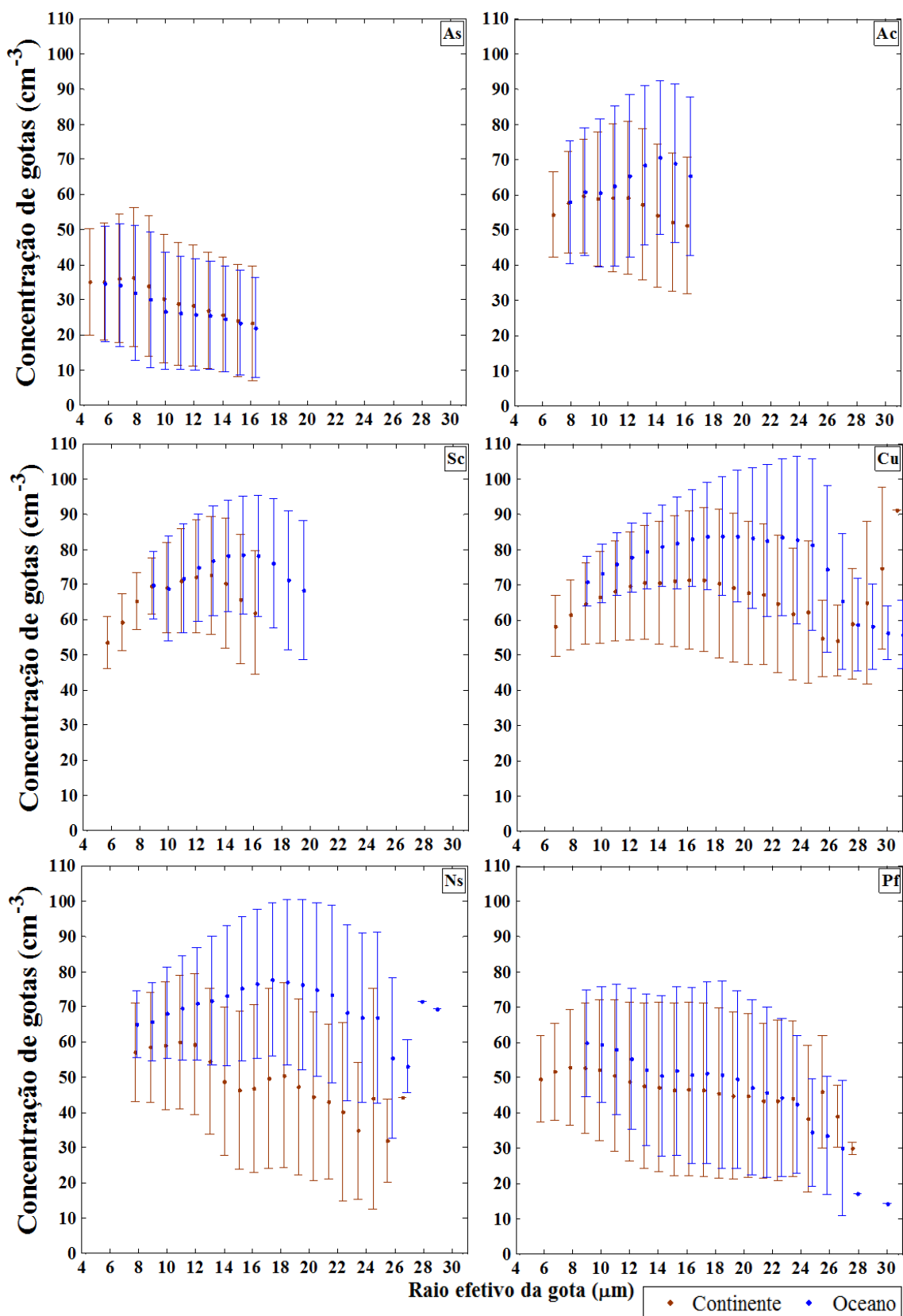


Fig. 4.12 – Distribuição média do tamanho de gotas e desvio padrão para diferentes tipos de nuvens formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011.

A distribuição média do tamanho das partículas de gelo e o desvio padrão associado são mostrados na Fig. 4.13. A figura mostra que, comparando a ordem de grandeza dos valores de desvio padrão com os valores médios obtidos, o espectro de partículas de gelo na maioria das nuvens se apresenta mais heterogêneo em relação ao espectro de gotas. As nuvens Altas (desvio padrão médio de $0,011 \text{ cm}^{-3}$, continente e oceano) e Ac (desvio padrão médio de $0,005 \text{ cm}^{-3}$) apresentam menor variabilidade, caracterizando um comportamento mais definido. Em compensação, as nuvens Ns (desvio padrão $0,038 \text{ cm}^{-3}$) e principalmente Pf (desvio padrão $0,060 \text{ cm}^{-3}$) apresentam grande dispersão nos valores de CPG, indicando que há uma grande variabilidade na distribuição de partículas de gelo dentro destas nuvens. É presumível, que o principal responsável por este comportamento esteja associado à presença de precipitação nestas nuvens. Nuvens precipitantes possuem uma população de partículas de gelo notavelmente mais heterogenia, contendo desde partículas minúsculas de gelo a grandes pedras de granizo. O que por sua vez, terá impacto na CPG. Naturalmente, a distribuição de partículas dentro das nuvens pode assumir formas mais diversificadas, dependendo do seu estágio de vida, atividade convectiva e conteúdo de umidade disponível. Na Fig. 4.13, também não é possível observar diferenças significativas entre nuvens continentais e marinhas, onde, tanto os valores médios, desvio padrão e o comportamento do espectro, foram relativamente semelhantes.

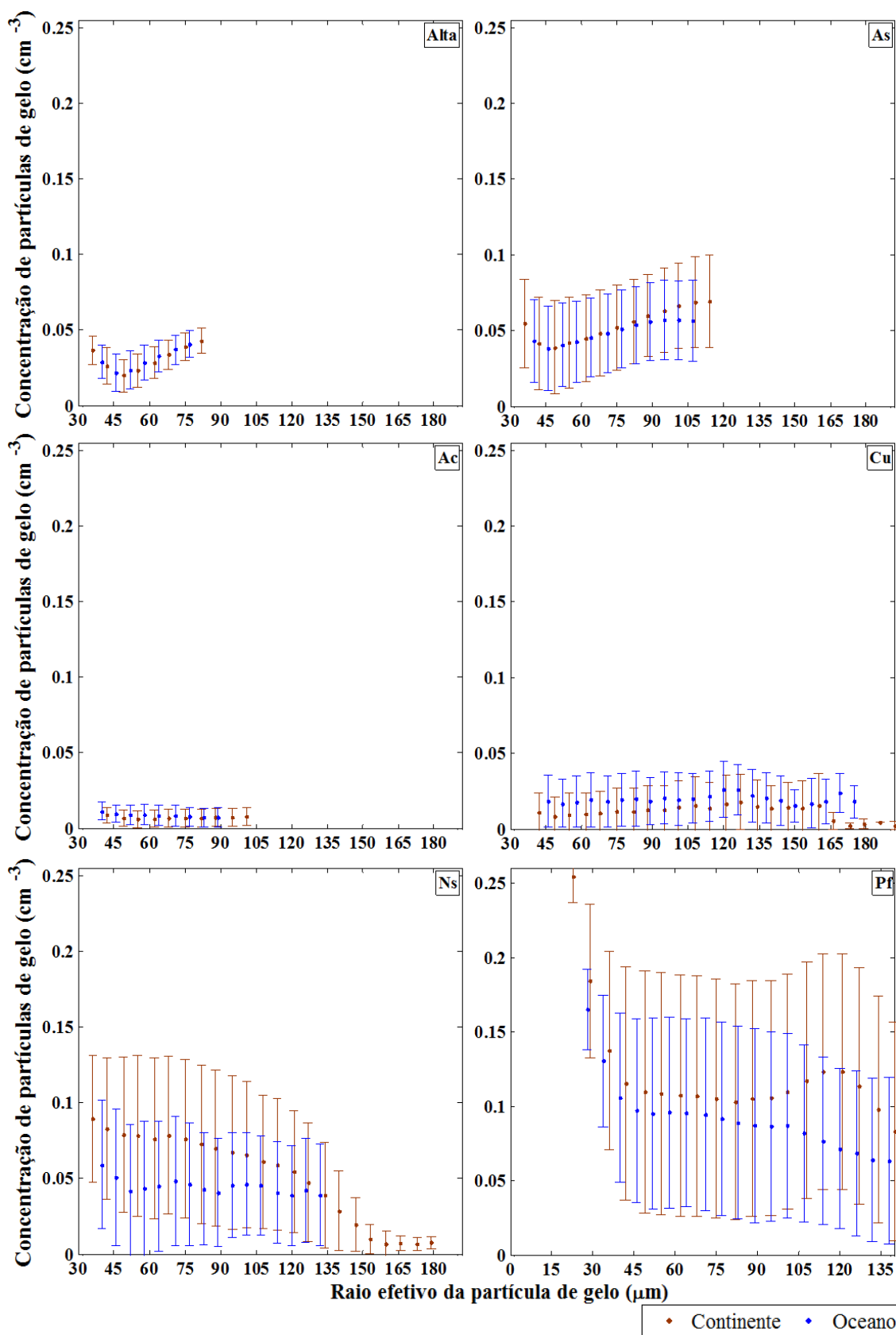


Fig. 4.13 – Distribuição média do tamanho de partículas de gelo e desvio padrão para diferentes tipos de nuvens formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul) para o período entre 06/2006 e 04/2011.

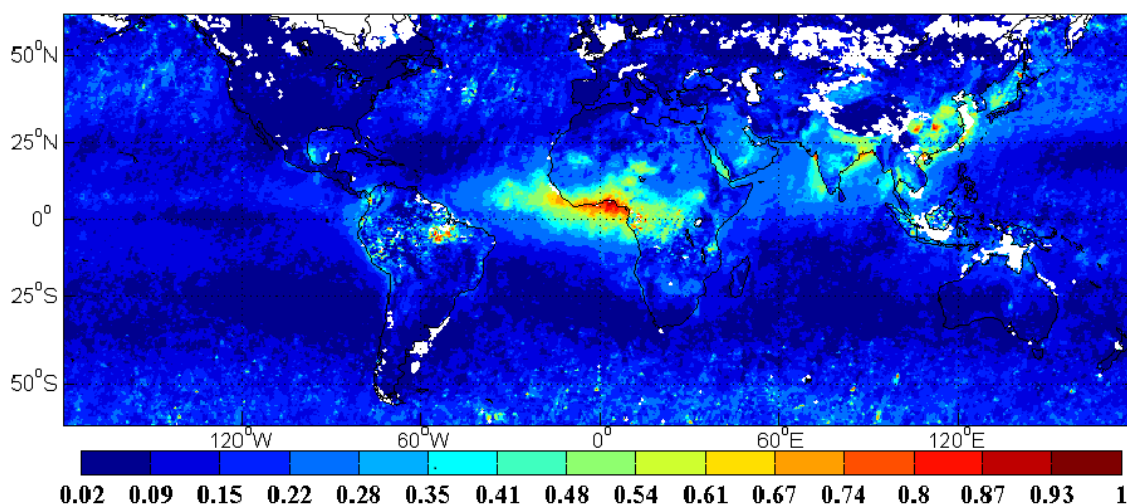
4.2 ANÁLISE SAZONAL

O conjunto de resultados até então encontrados neste trabalho, indicaram que há uma considerável semelhança na estrutura microfísica das nuvens encontradas no Centro-Oeste brasileiro com as nuvens sobre o Oceano Atlântico adjacente. Como pôde ser visto, por exemplo, na distribuição de frequência de gotas mostradas na Fig. 4.6 ou no espectro de gotas mostrado na Fig. 4.12. Como já referido neste trabalho, estes resultados discordam dos resultados encontrados em estudos anteriores feitos em outras regiões. Basicamente, o objeto de estudo destes autores, consistia em verificar a influência que as diferentes quantidades de aerossóis presentes nas atmosferas continentais e marinhas, tinham na estrutura microfísica das nuvens. Neste contexto, para a melhor compreensão do papel dos aerossóis em modular a estrutura microfísica das nuvens, torna-se imprescindível, investigar a concentração destas partículas nas duas regiões estudadas. O campo de aerossóis nas regiões de estudo pode ser analisado através dos campos sazonais da espessura óptica dos aerossóis mostrados na Fig. 4.14. A figura mostra uma estimativa sazonal da quantidade de aerossóis integrada na coluna atmosférica medida pelo sensor MISR (*Multi-angle Imaging Spectro Radiometer*) a bordo do satélite de órbita heliossíncrona *Terra*¹³. O sensor MISR é um dos cinco sensores instalados a bordo do satélite Terra. Este sensor é capaz de observar a Terra com nove câmaras diferentes, que variam de 70,5° para frente até 70,5° para trás, em relação ao nadir. Cada câmera é capaz de gerar imagens em quatro bandas espectrais, de forma que cada ponto imageado na superfície da Terra é visto 36 vezes. A resolução espacial é de 250 metros para a câmera ao nadir e de 275 metros para as câmeras fora do nadir. Os resultados apresentados na Fig. 4.14 foram obtidos utilizando dados do sensor MISR para o período entre 2000 e 2012. A Fig. 4.14 mostra partículas de aerossóis de vários tamanhos e provenientes de diversas fontes, como a queima de biomassa, poeira mineral, sal marinho e poluição industrial. Pode ser observado pela figura, que a diferença na concentração de aerossóis sobre as regiões analisadas, sofre variações dependendo da estação do ano. Embora os dados apresentados na Fig. 4.14, não permitam uma avaliação mais objetiva em termos quantitativos das variações da concentração de aerossóis em níveis locais, nota-se que em média, a concentração de

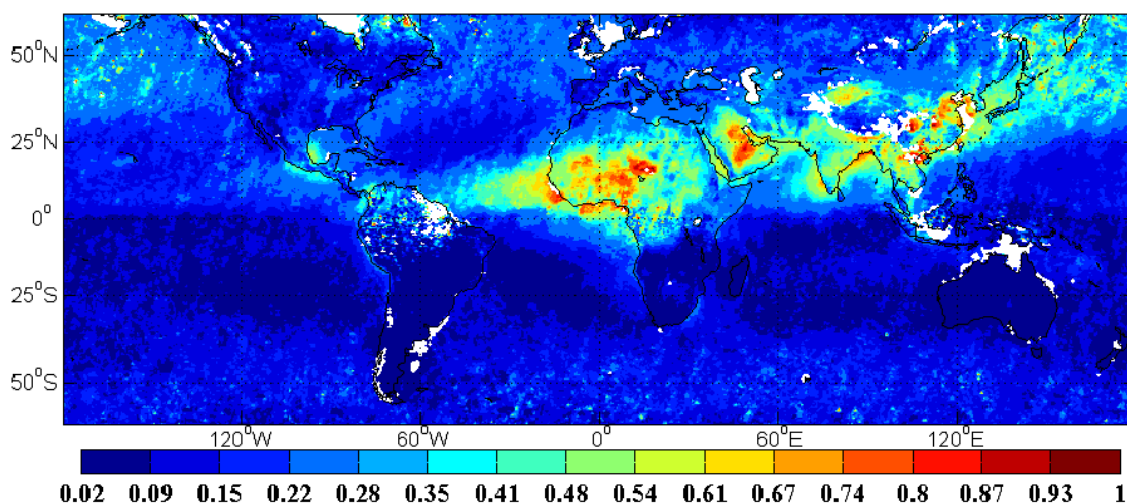
¹³ O satélite Terra foi lançado em 18 de dezembro de 1999 e foi à primeira espaçonave do projeto Earth Observing System (EOS) pertencente a NASA.

aerossóis nas regiões analisadas na maior parte do ano, não atinge níveis muito elevados em comparação a outras regiões do globo. Os níveis mais elevados de concentração de aerossóis nas áreas analisadas são observados durante a estação da primavera sobre o continente, no trimestre de setembro-outubro-novembro (SON). Neste período, observa-se que a diferença na espessura óptica de aerossóis nas regiões analisadas, chega aproximadamente, a pouco mais de 20% (espessura óptica multiplicada por 100). Este aumento na concentração de aerossóis observada durante o trimestre de SON sobre as regiões norte e Centro-Oeste do Brasil, está associado com o aumento na queima de biomassa neste período.

(a)



(b)



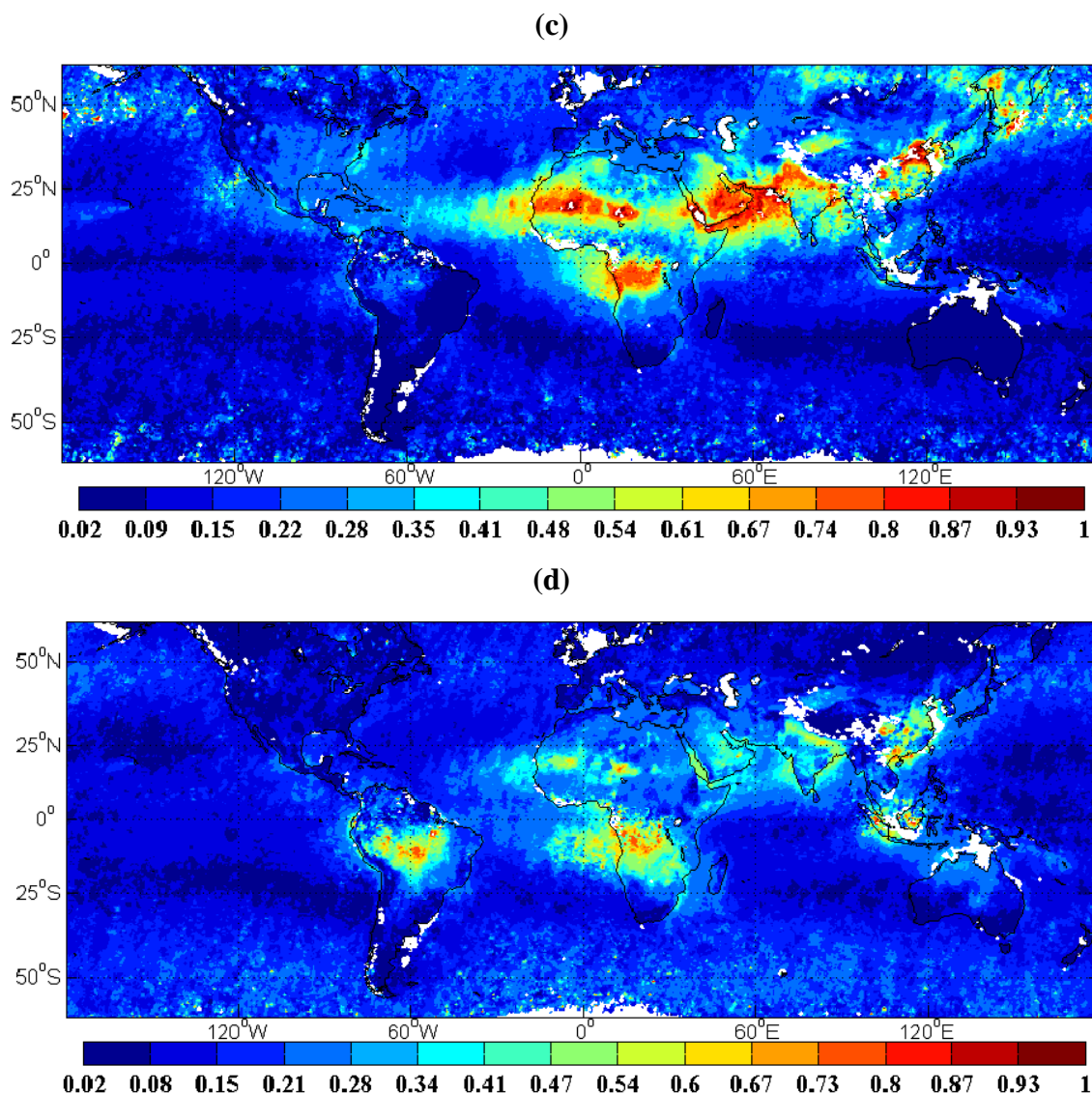


Fig. 4.14 – Estimativa sazonal da espessura óptica de aerossóis (adimensional) integrada na coluna atmosférica para os trimestres de junho, julho e agosto (c) e setembro, outubro e novembro (d). Os dados foram medidos pelo sensor MISR (Multi-angle Imaging Spectro Radiometer) a bordo do satélite Terra no período entre 2000 e 2012.

Para averiguar o impacto do aumento na concentração de aerossóis observado no trimestre de SON sobre a distribuição de partículas dentro das nuvens na região continental, é mostrada na Fig. 4.15, a DTG e o seu desvio padrão. Os resultados mostram que mesmo no período de máxima concentração de aerossóis observado no Centro-Oeste brasileiro, não se observa um impacto relevante na CG dentro das nuvens. Com exceção das nuvens Ac e Ns os demais tipos de nuvens apresentaram aproximadamente o mesmo padrão de comportamento observado anteriormente na Fig. 4.12. No entanto, ressalta-se que, as variações significativas no espectro de gotas destas

nuvens (Ac e Ns), foram observadas sobre a região marinha, apresentando pouca variação sobre a região continental. Os resultados também mostraram que não houveram mudanças consideráveis no espectro de partículas de gelo (figura não mostrada), ficando este, praticamente invariável em todos os tipos de nuvens analisadas, comparando a média anual (Fig. 4.13) com o trimestre de SON.

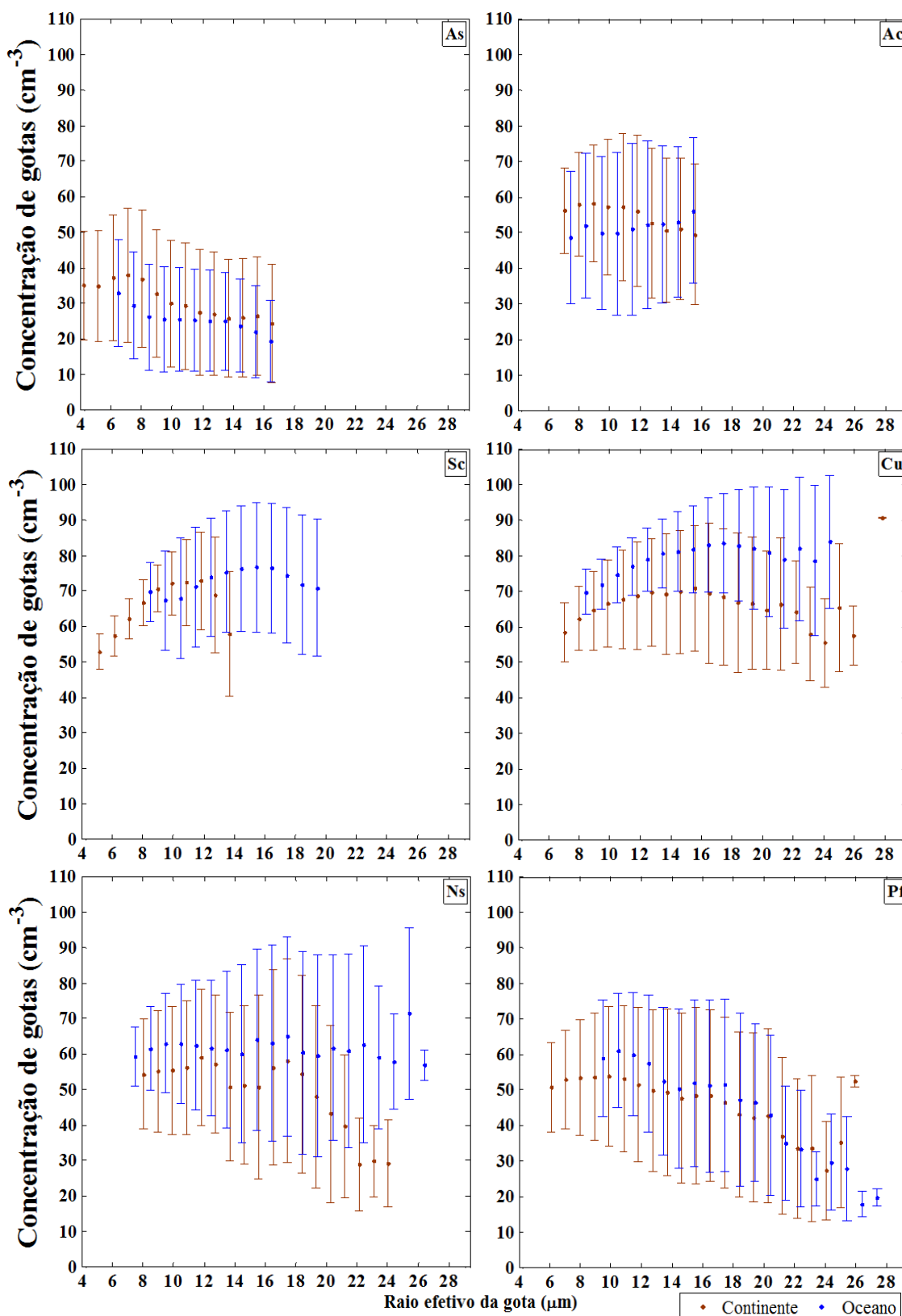


Fig. 4.15 – Distribuição média do tamanho de gotas e desvio padrão para o trimestre de setembro-outubro-novembro para diferentes tipos de nuvens formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul). Os dados foram obtidos para o período entre 06/2006 e 04/2011.

Os resultados apresentados na figura 4.15, fornecem indícios de que outros agentes externos estejam sendo importantes para modulação da distribuição de partículas dentro das nuvens, além da concentração total de aerossóis ao longo da coluna atmosférica. Fatores como as condições meteorológicas atuantes, distribuição vertical dos aerossóis na coluna atmosférica e a sua higroscopia, também devem ser considerados, com o intuito de identificar e compreender os principais agentes físicos responsáveis por definir a estrutura microfísica das nuvens estudadas. Tanto a quantidade de aerossóis que efetivamente servirá como NCN, quanto à distribuição vertical de aerossóis, são mais favoráveis na atmosfera marinha (Wallace e Hobbs, 2006). No primeiro caso, apesar de a concentração de aerossóis sobre o continente no trimestre de SON ter sido maior em comparação as massas de ar sobre o oceano, a população de partículas que atuam efetivamente como NCN sobre o ar marinho, podem ter sido próximas ou até mesmo maiores que as encontradas sobre as massas de ar continentais. Os aerossóis marinhos são mais higroscópicos (tendência em absorver a umidade do ar) do que os encontrados sobre o continente. No segundo caso, o favorecimento na formação de gotas nas nuvens marinhas, ocorre devido à distribuição de aerossóis ao longo da coluna troposférica marinha permanece praticamente constante. Diferentemente, a concentração de aerossóis na coluna troposférica continental, decresce rapidamente com a altura. Na próxima seção, com o objetivo de identificar alguns fatores meteorológicos atuantes na região, são apresentados o quadro climatológico dos campos de umidade específica e relativa do ar nas regiões analisadas.

4.3 CLIMATOLOGIA DAS REGIÕES DE ESTUDO.

A análise da quantidade de vapor d'água disponível nas regiões estudadas pode ser obtida pela Fig. 4.16. A figura mostra a climatologia anual do campo de pressão ao nível médio do mar e a umidade específica do ar para os trimestres de (a) dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), (b) março, abril e maio (MAM), (c) junho, julho e agosto (JJA) e (d) setembro, outubro e novembro (SON). Pela figura, nota-se que nos trimestres de MAM (b), SON (d) e principalmente o de DJF (a), o campo de umidade específica apresentou valores mais elevados sobre a região continental. A média da umidade específica¹⁴ (g/kg) sobre a área de estudo no continente (oceano) foi de 16,1

¹⁴ O cálculo foi feito utilizando o *software Grads* onde foi obtida a média dos valores de umidade específica para as duas áreas analisadas.

(13,4) para DJF, 14,8 (13,6) para MAM, 10,2 (10,8) para JJA e 13,9 (11,4) para SON. Estes resultados mostram que na maior parte do ano, a quantidade de vapor d'água disponível sobre a região continental estudada, é levemente superior a encontrada na região marinha. Sendo a concentração de partículas das nuvens sobre a região marinha superior a encontrada na região continental na maioria dos casos analisados, seria intuitivo, esperar que o campo de umidade sobre a região marinha fosse levemente superior. Especialmente para o trimestre de SON, onde foram observadas concentrações de aerossóis mais elevadas sobre o continente. Estes resultados mostram evidências, da grande complexidade que pode estar envolvida no estudo de alguns aspectos relacionados com a microfísica das nuvens. Como mencionado anteriormente, é necessário avaliar conjuntamente diversos parâmetros, envolvidos, tanto na química da atmosfera, quanto nos seus mecanismos dinâmicos e termodinâmicos. Embora tenham sido encontrados valores mais elevados de umidade sobre o continente, as duas regiões analisadas possuem condições térmicas bem distintas dependendo da época do ano. Sobre a superfície do oceano na área analisada, na média são encontradas temperaturas menores em comparação as temperaturas na superfície continental no período diurno. Como exemplo, é mostrada na Fig. 4.17, a climatologia do campo de umidade relativa do ar (%), para os trimestres de DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d). A Fig. 4.17 mostra que com exceção de DJF, a umidade relativa sobre a região marinha é maior em comparação a região continental. Ou seja, embora a umidade específica tenha sido maior sobre o oceano, o campo de umidade relativa, mostra que as menores temperaturas encontradas na superfície do oceano, associado com outros agentes meteorológicos, podem exercer um impacto na distribuição de partículas dentro das nuvens, até mesmo maior do que a distribuição de aerossóis. A média da umidade relativa do ar (%) na área de estudo sobre o continente (oceano) foi de 83,2 (76,9) para DJF, 76,3 (76,4) para MAM, 55,6 (74,8) para JJA e 67,4 (77,5) para SON. Nota-se por estes resultados e também pela Fig. 4.17, que a diferença no campo de umidade relativa entre as duas regiões analisadas, aumenta consideravelmente durante os meses de JJA (próximo a 20%). Neste período, devido a forte estiagem que atua sobre o Centro-Oeste do Brasil, que resulta em uma baixa demanda evaporativa, a umidade relativa atinge valores abaixo de 60% na maior parte da região analisada. Durante o mesmo período, a região marinha em estudo, apresentou umidade relativa variando entre 70 e 75% em quase toda a sua extensão, chegando a 80% no extremo sul da área considerada. Durante

o trimestre de SON, notam-se também valores mais elevados de umidade relativa sobre a região marinha. A diferença na umidade relativa entre as regiões analisadas alcança aproximadamente 10% neste período, como pode ser observado através dos valores médios mostrados anteriormente.

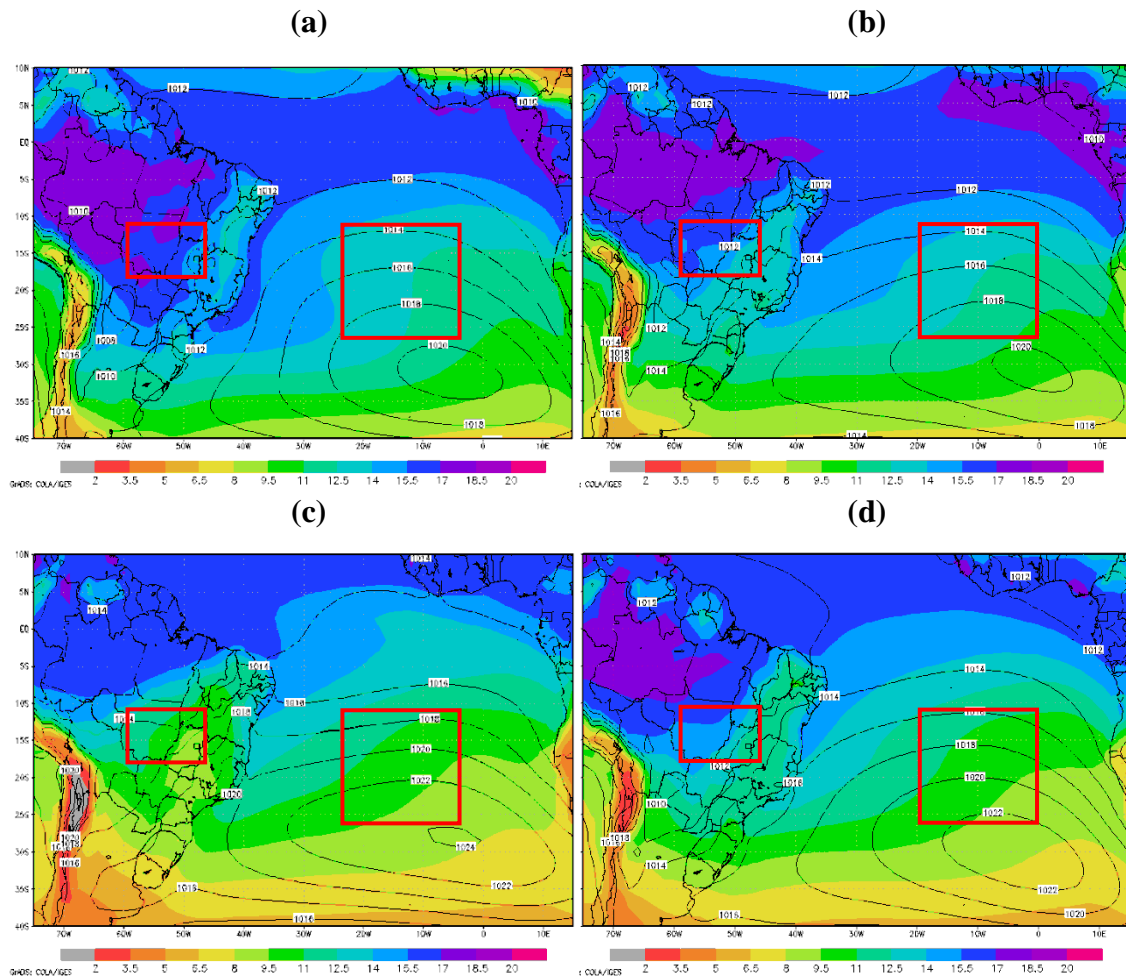


Fig. 4.16 – Climatologia do campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) [contornos] e umidade específica (g/kg) [sombreado] para os trimestres de **(a)** dezembro, janeiro e fevereiro; **(b)** março, abril e maio; **(c)** junho, julho e agosto e **(d)** setembro, outubro e novembro, para o período entre 1979 e 2011.

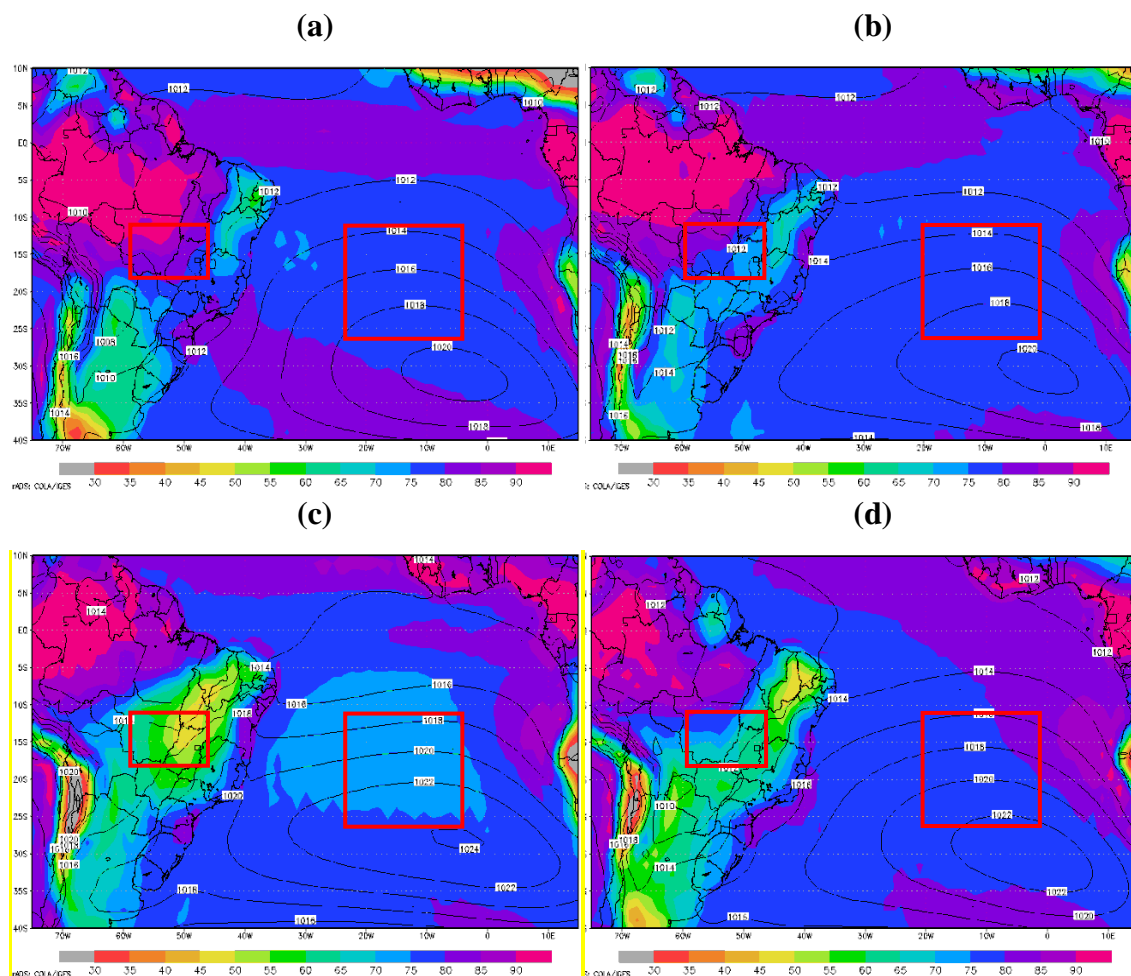


Fig. 4.17 – Climatologia do campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) [contornos] e umidade relativa do ar (%) [sombreado] para os trimestres de (a) dezembro, janeiro e fevereiro; (b) março, abril e maio; (c) junho, julho e agosto e (d) setembro, outubro e novembro, para o período entre 1979 e 2011.

4.4 PERFIS VERTICAIS DA DISTRIBUIÇÃO DE PARTÍCULAS DAS NUVENS

Embora, a presente pesquisa, conte com uma estatística de dados de propriedade microfísicas para distintos tipos nuvens e localização geográfica, outros fatores ainda podem contribuir para modificar a distribuição das gotas e das partículas de gelo dentro da nuvem. Sendo a distribuição de partículas das nuvens, também dependente do seu ciclo de vida e a altura (ou temperatura) na atmosfera, uma estimativa mais acurada, deve levar em consideração esses efeitos, a fim de tornar os valores médios estimados mais representativos. Devido o satélite CloudSat voar sobre uma órbita heliossíncrona, seria praticamente impossível, efetuar uma análise estatística para as nuvens de acordo com o seu estado de vida. O que de certa forma, contribui para aumentar a dispersão dos

dados em torno de sua média. Contudo, certamente, uma das maiores causas para a grande dispersão observada nos resultados apresentados foi à própria variação na distribuição de partículas existente, entre a base e o topo da nuvem. Estas mudanças que ocorrem na concentração e tamanho de partículas nas nuvens de acordo com a altura são devidas, principalmente à variação vertical da temperatura do ar. A Fig. 4.18 apresenta a distribuição do tamanho das gotas e das partículas de gelo para as nuvens Cu, Ns e Pf em diferentes faixas de temperatura sobre a região continental. Os resultados mostrados nas Fig. 4.18 e 4.19 foram obtidos através da média dos valores do raio efetivo e concentração das gotas e das partículas de gelo contidos no intervalo de ± 1 °C da temperatura considerada. Por exemplo, a DTG para a temperatura de 2 °C mostrada na Fig. 4.18, foi construída através dos valores médios dos dados de raio efetivo e concentração de gotas contidos na faixa de temperatura entre 1 e 3 °C ao longo do perfil vertical. Pela Fig. 4.18, nota-se que diferentes regimes microfísicos podem coexistir em uma nuvem dependendo da faixa de temperatura onde as partículas se encontram. Estes resultados confirmam o que foi mencionado anteriormente, de que em parte, os altos valores de desvio padrão observados são devidos à própria variação vertical da estrutura microfísica das nuvens. Ou seja, ao contrário de um simples dado discrepante de uma amostra de dados, os altos valores de desvio padrão nas nuvens, em parte, assumem um significado físico. A análise da Fig. 4.18 mostra que a DTG nas nuvens Cu, Ns e Pf (lado esquerdo da figura), apresentam um mesmo padrão com relação a forma do espectro. Em ambos os casos, nota-se valores mais elevados de CG até aproximadamente 2 °C, e em seguida, um decréscimo acentuado na CG com a redução na temperatura (curvas em vermelho e amarelo no gráfico). Este decréscimo na CG em temperaturas abaixo de 0 °C, é devido a menor disponibilidade de vapor d'água, e ao fato, destas gotículas super-resfriadas, coexistirem com partículas de gelo, reduzindo a oferta de vapor d'água. Na DTPG (lado direito da figura), observa-se que para três os tipos de nuvens analisados, na média, há um aumento na CPG (oposto a CG) à medida que a temperatura diminui. Para as nuvens do tipo Ns e Pf, também pode ser visto que este aumento na CPG ocorre até um valor de raio crítico, que é proporcional a temperatura, ficando em seguida, aproximadamente constante na maior parte dos perfis de temperatura analisados. Devido à baixa quantidade de dados de medidas de partículas de gelo analisados para as nuvens do tipo Cu, é possível que a incerteza associada com as estimativas mostradas na figura, seja maior comparado com as

estimativas feitas para as nuvens Ns e Pf. Na Fig. 4.2 mostrada no início deste trabalho, pôde ser visto, que a frequência de dados para partículas de gelo nas nuvens Cu sobre a região continental, alcançou pouco mais de 1%, aproximadamente (barra na cor lilás). Isto em toda a extensão da nuvem com presença de partículas de gelo. Esta pequena porcentagem de dados, ainda foi reduzida consideravelmente quando foi feita a distribuição de partículas de nuvens em função da temperatura. Por exemplo, a faixa de temperatura centrada em $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ (intervalo entre -23 e $-21\text{ }^{\circ}\text{C}$) correspondeu a menos de 0,07% dos dados coletados (matriz com 167 dados). O que explica o comportamento mais variável da DTPG para o gênero Cu. Estes dados devem ser destacados, pois chamam atenção para a importância em se considerar um longo período de dados para estudos envolvendo a microfísica de nuvens. Principalmente, para estudos que envolvam medidas de Sensoriamento Remoto.

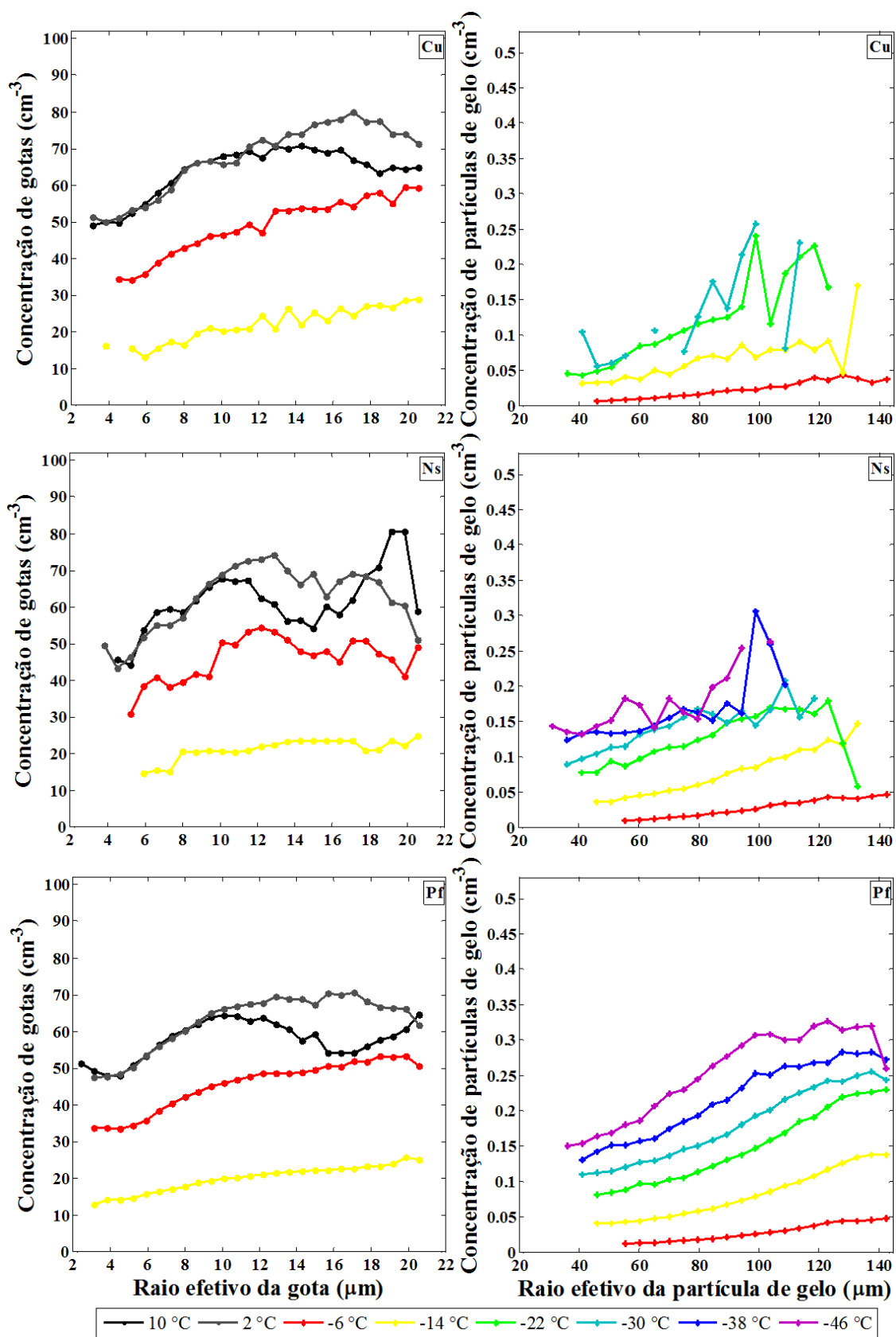


Fig. 4.18 – Distribuição do tamanho de gotas e partículas de gelo nas nuvens Cu, Ns e Pf em diferentes faixas de temperatura sobre a região continental para o período entre 06/2006 e 04/2011.

A análise da distribuição do tamanho das gotas e das partículas de gelo sobre a região marinha é mostrada na Fig. 4.19. Em uma visão geral, tanto a DTG, quanto a DTPG sobre a região marinha, apresentam um comportamento semelhante à encontrada na região continental. Isto é, com uma redução na CG para temperaturas abaixo de 2 °C e uma aumento na CPG com o decréscimo na temperatura. No entanto, uma observação mais cuidadosa da Fig. 4.19, revela algumas particularidades encontradas na região marinha. Quantitativamente, observa-se que na média, a concentração de gotas e partículas de gelo é levemente maior sobre a região marinha em praticamente todas as faixas de temperatura analisadas. O que está de acordo com os resultados encontrados nesta pesquisa obtidos em toda a extensão vertical da nuvem. A média da CG para as quatro faixas de temperaturas analisadas foi de 48,6 gotas/cm³ nas nuvens continentais e 54,9 gotas/cm³ nas nuvens marinhas. Esta diferença ainda é ampliada na parte inferior da nuvem, verificada pela DTG em 10 e 2 °C (comparando as Fig. 4.18 e 4.19). Nestas temperaturas a média da CG obtida nas nuvens marinhas Cu e Ns, foi de 73,3 gotas/cm³. Já nas nuvens continentais a média registrada foi de 63,7 gotas/cm³. Além disso, os valores de máxima CG nas nuvens marinhas (continentais) estavam associadas com gotas grandes (menores) de raio efetivo da ordem 22 (18) μm para as nuvens Cu e Ns na temperatura de 2 °C e 21 (13) μm em 10 °C.

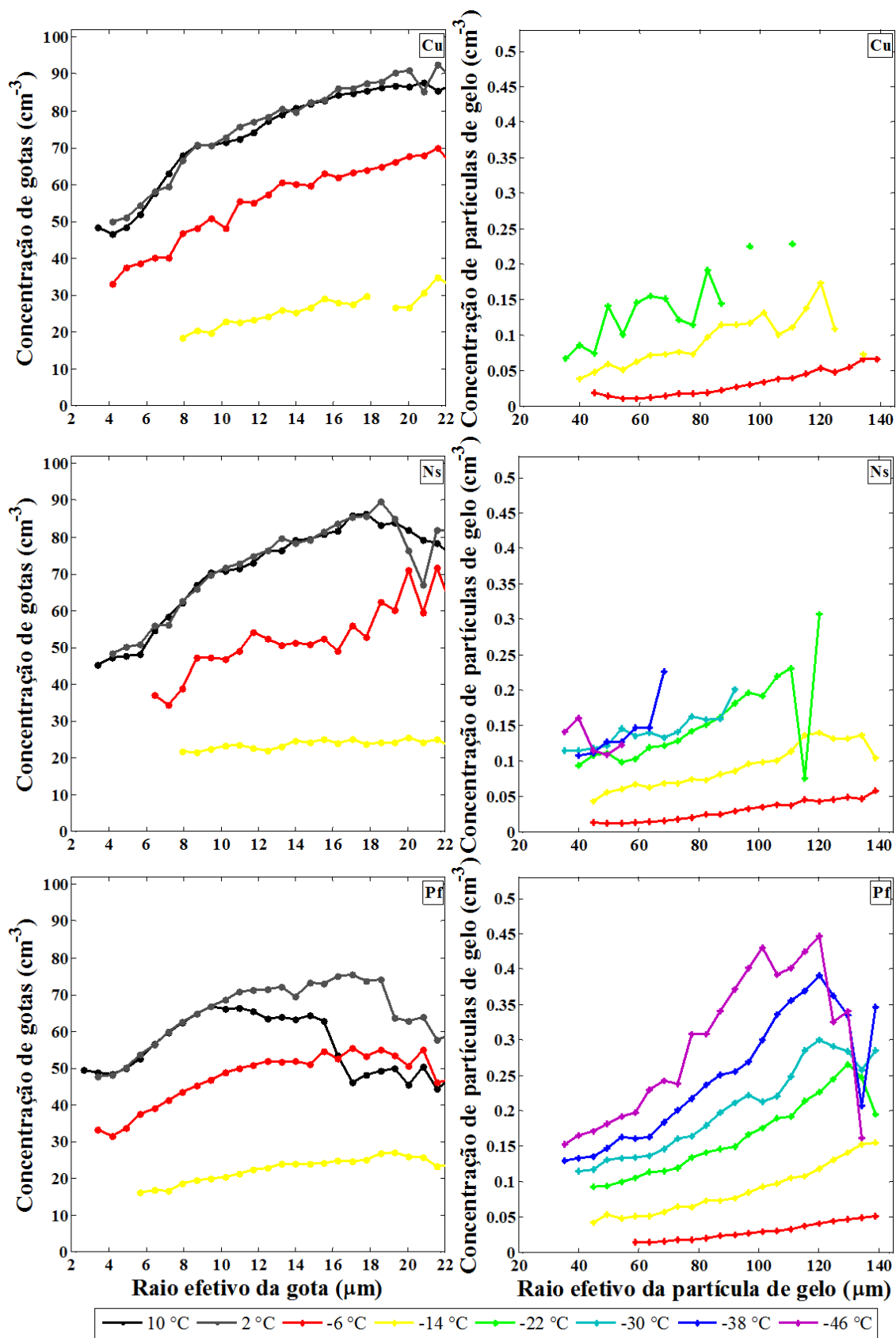


Fig. 4.19 – Distribuição do tamanho de gotas e partículas de gelo nas nuvens Cu, Ns e Pf em diferentes faixas de temperatura sobre a região marinha para o período entre 06/2006 e 04/2011.

4.5 FUNÇÕES PARAMÉTRICAS.

Para completar a análise das características microfísicas das nuvens analisadas, foram ajustadas funções¹⁵ para representar as curvas da DTG e DTPG apresentadas na seção anterior, tendo o raio efetivo da partícula como variável independente. O objetivo, é que estas funções ajustadas possam posteriormente, serem utilizadas em trabalhos futuros por outros pesquisadores. As funções utilizadas são polinômios de grau (ou orden) n , geradas automaticamente pelo *software* Matlab, conforme o grau selecionado. Para se obter o melhor ajuste para cada função, foram feitas simulações com diferentes valores de n , sendo a sua escolha feita subjetivamente, ou visualmente. O critério adotado baseou-se na escolha de uma função que representasse o comportamento médio da distribuição de partículas na nuvem com a menor ordem possível. Embora um polinômio de grau elevado, resulte em um aumento no número de pontos que são interceptados pela curva ajustada, estes polinômios podem apresentar erros consideráveis, quando utilizados para estimar os valores entre os pontos. As Fig. 4.20 e 4.21 mostram os ajustes paramétricos obtidos e a distribuição média do tamanho de partículas dos dados medidos pelo satélite CloudSat. As funções parametrizadas que foram obtidas estão dispostas nas Tabelas 4.1 e 4.2.

¹⁵ O processo de ajuste das funções, também denominado de análise de regressão, é o processo de ajustar uma função a um certo conjunto de pontos. Assim, a função ajustada pode ser utilizada como um modelo matemático representativo dos dados.

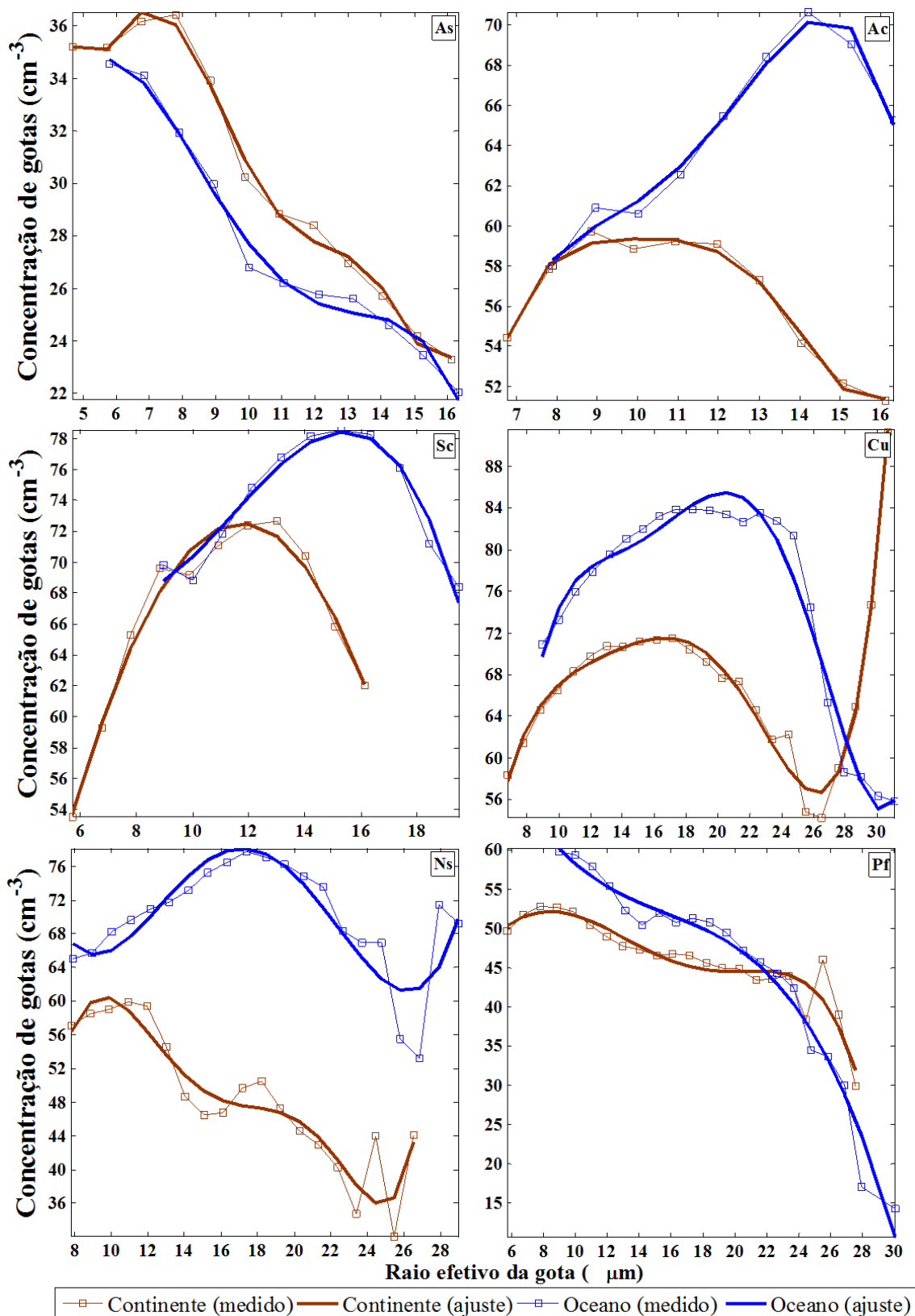


Fig. 4.20 – Ajuste paramétrico da distribuição média do tamanho de gotas para diferentes tipos de nuvens formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul). Os dados parametrizados foram obtidos para o período de 06/2006 e 04/2011.

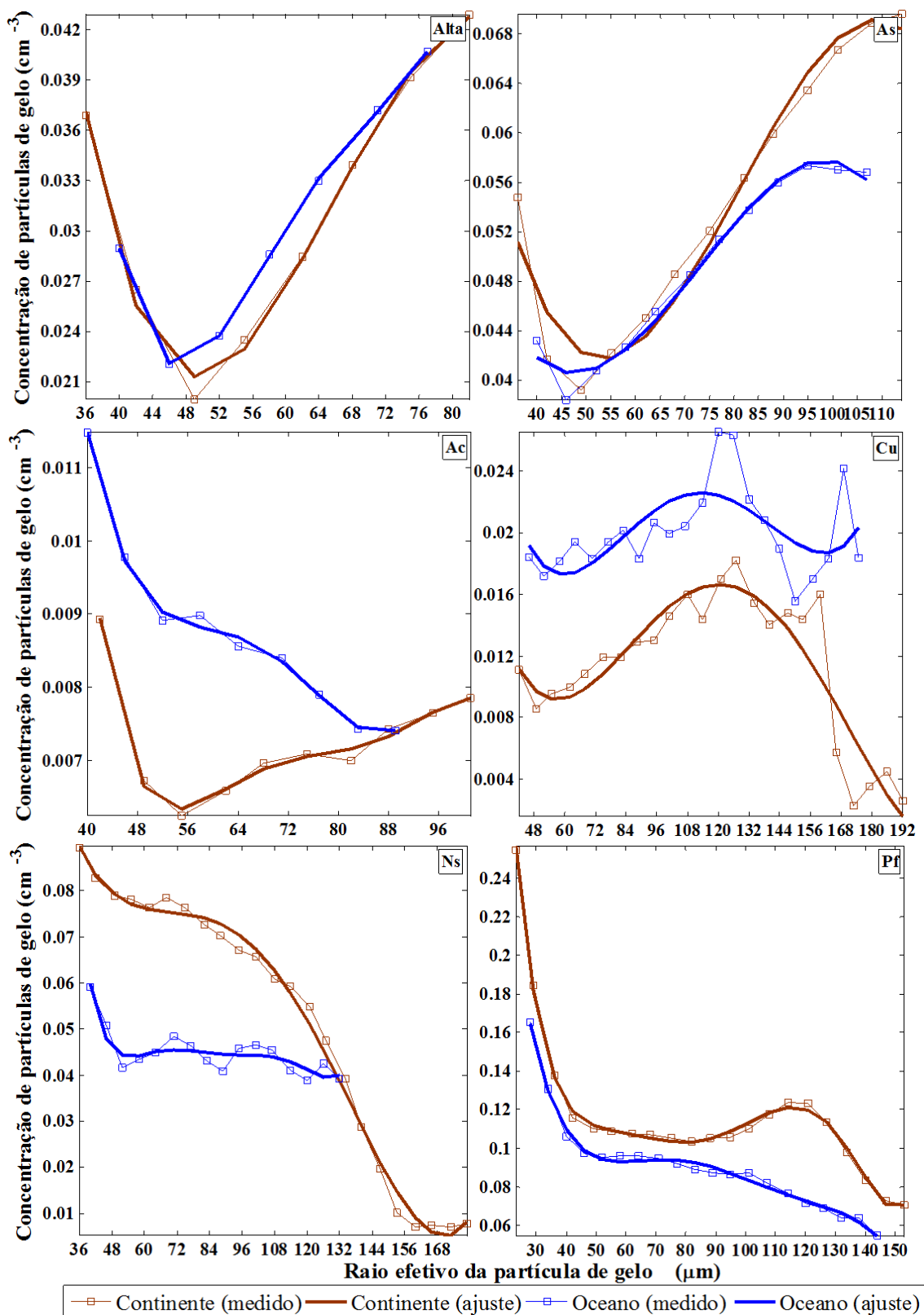


Fig. 4.21 – Ajuste paramétrico da distribuição média do tamanho de partículas de gelo para diferentes tipos de nuvens formadas sobre uma superfície continental (em marrom) e marinha (em azul). Os dados parametrizados foram obtidos para o período de 06/2006 e 04/2011.

Tabela 4.1: Funções paramétricas da distribuição média do tamanho de gotas e partículas de gelo para diferentes tipos de nuvens continentais. As unidades dos parâmetros de concentração e raio efetivo das gotas e partículas de gelo nas funções estão em cm^{-3} e μm , respectivamente. Os dados parametrizados foram obtidos para o período de 06/2006 e 04/2011.

| | Região Continental | |
|-------------|--|--|
| | Gotas | Partículas de gelo |
| Alta | - | $C = -3,6 \cdot 10^{-6}R^4 - 0,0004R^3 + -0,0232R^2 + 0,4367$ |
| As | $C = 0,0007R^6 - 0,0463R^5 + 1,181R^4 - 15,470R^3 + 108,856R^2 - 388,930R + 586,320$ | $C = -3 \cdot 10^{-7}R^3 + 7,7 \cdot 10^{-5}R^2 - 0,0055R + 0,1648$ |
| Ac | $C = 0,0039R^5 - 0,2208R^4 + 4,904R^3 - 53,904R^2 + 294,259R - 580,742$ | $C = -1,2 \cdot 10^{-10}R^4 + 4,7 \cdot 10^{-8}R^3 - 7,2 \cdot 10^{-6}R^2 + 0,0005R - 0,02$ |
| Sc | $C = -0,0024R^3 - 0,4482R^2 + 11,522R + 2,982$ | - |
| Cu | $C = 0,0002R^5 - 0,0133R^4 + 0,4147R^3 - 6,364R^2 + 49,138R - 86,381$ | $C = 3,7 \cdot 10^{-10}R^4 - 1,9 \cdot 10^{-7}R^3 + 3,2 \cdot 10^{-5}R^2 - 0,0021R + 0,0559$ |
| Ns | $C = 0,0003R^6 - 0,0022R^5 - 0,0654R^4 - 0,8037R^3 + 1,985R^2 + 32,971R - 124,731$ | $C = 1,9 \cdot 10^{-9}R^4 - 7,9 \cdot 10^{-7}R^3 + 0,0001R^2 - 0,0064R + 0,2114$ |
| Pf | $C = -4,0 \cdot 10^{-5}R^4 + 0,0024R^4 - 0,0359R^3 - 0,0812R^2 + 4,351R + 32,514$ | $C = 3,8 \cdot 10^{-12}R^6 - 2,0 \cdot 10^{-9}R^5 + 4,5 \cdot 10^{-7}R^4 - 5,0 \cdot 10^{-5}R^3 + 0,0031R^2 - 0,0968R + 1,363$ |

Tabela 4.2: Funções paramétricas da distribuição média do tamanho de gotas e partículas de gelo para diferentes tipos de nuvens marinhas. As unidades dos parâmetros de concentração e raio efetivo das gotas e partículas de gelo nas funções estão em cm^{-3} e μm , respectivamente. Os dados parametrizados foram obtidos para o período de 06/2006 e 04/2011.

| | Região marinha | |
|-------------|--|--|
| | Gotas | Partículas de gelo |
| Alta | - | $C = 6,8 \cdot 10^{-8}R^4 - 1,7 \cdot 10^{-5}R^3 + 0,0017R^2 - 0,0689R + 1,066$ |
| As | $C = -0,0078R^4 + 0,3395R^3 - 5,243R^2 + 32,594R - 35,335$ | $C = -2,6 \cdot 10^{-7}R^3 + 5,7 \cdot 10^{-5}R^2 - 0,0036R + 0,1131$ |
| Ac | $C = -0,0212R^3 + 0,9270R^2 - 14,873R^2 + 1,054R - 2,206$ | $C = 5,9 \cdot 10^{-9}R^4 - 1,6 \cdot 10^{-6}R^3 + 0,0002R^2 - 0,0071R + 0,1264$ |
| Sc | $C = -0,0420R^3 + 1,443R^2 - 14,499R + 113,098$ | - |
| Cu | $C = 0,0002R^5 - 0,0218R^4 + 0,7985R^3 - 14,107R^2 + 121,690R - 335,124$ | $C = 6,9 \cdot 10^{-10}R^4 - 3,1 \cdot 10^{-7}R^3 + 4,8 \cdot 10^{-5}R^2 - 0,0030R + 0,0839$ |
| Ns | $C = 0,0028R^4 - 0,1929R^3 + 4,665R^2 - 45,304R + 218,032$ | $C = 3,6 \cdot 10^{-12}R^6 - 1,9 \cdot 10^{-9}R^5 + 4,3 \cdot 10^{-7}R^4 - 5,0 \cdot 10^{-5}R^3 + 0,0032R^2 - 0,1057R + 1,471$ |
| Pf | $C = -0,0100R^3 + 0,4653R^2 - 8,038R + 102,020$ | $C = -1,0 \cdot 10^{-10}R^5 + 5,0 \cdot 10^{-8}R^4 - 9,4 \cdot 10^{-6}R^3 + 0,0008R^2 - 0,0366R + 0,7031$ |

Por fim, são resumidos nas Tabelas 4.3 e 4.4, os principais resultados que foram obtidos por este trabalho. As referidas tabelas contêm os valores médios que foram mostrados nas Figuras 4.5 e 4.8 do tamanho e concentração de gotas e partículas de gelo, assim como o desvio padrão associado a estas medidas.

Tabela 4.3: Média aparada em 5% e desvio padrão do raio efetivo das gotas e partículas de gelo para as nuvens marinhas e continentais, referente ao período de 06/2006-04/2011.

| | Região continental | | | | | | Região marinha | | | | | | |
|-------------|--------------------|---------------|------|-----------|---------------|------|----------------|---------------|------|-----------|---------------|-----|------|
| | REG (µm) | | | REPG (µm) | | | REG (µm) | | | REPG (µm) | | | |
| | Média | Desvio padrão | | Média | Desvio padrão | | Média | Desvio padrão | | Média | Desvio padrão | | |
| Alta | - | - | 14,0 | 56,5 | - | 14,0 | - | - | 54,6 | - | 12,1 | - | - |
| As | 10,0 | 3,6 | 23,1 | 71,3 | 3,3 | 23,1 | 10,7 | 3,3 | 68,3 | 3,3 | 21,2 | 3,3 | 21,2 |
| Ac | 10,3 | 3,0 | 19,2 | 61,2 | 3,0 | 19,2 | 11,0 | 3,0 | 57,5 | 3,0 | 15,6 | 3,0 | 15,6 |
| Sc | 9,9 | 3,1 | - | - | 3,5 | - | 12,8 | 3,5 | - | 3,5 | - | - | - |
| Cu | 12,4 | 4,0 | 27,7 | 75,4 | 4,3 | 27,7 | 14,4 | 4,3 | 78,6 | 4,3 | 28,5 | 4,3 | 28,5 |
| Ns | 12,5 | 3,4 | 28,0 | 80,4 | 3,8 | 28,0 | 13,9 | 3,8 | 81,9 | 3,8 | 26,7 | 3,8 | 26,7 |
| Pf | 10,9 | 3,6 | 31,5 | 92,7 | 3,5 | 31,5 | 11,9 | 3,5 | 90,6 | 3,5 | 31,9 | 3,5 | 31,9 |

Tabela 4.4: Média aparada em 5% e desvio padrão da concentração de gotas e partículas de gelo para as nuvens marinhas e continentais, referente ao período de 06/2006-04/2011.

| | Região continental | | | | Região marinha | | | |
|-------------|------------------------|---------------|------------------------|---------------|------------------------|---------------|------------------------|---------------|
| | CG (cm ⁻³) | | CPG (L ⁻¹) | | CG (cm ⁻³) | | CPG (L ⁻¹) | |
| | Média | Desvio padrão | Média | Desvio padrão | Média | Desvio padrão | Média | Desvio padrão |
| Alta | - | - | 31,7 | 11,0 | - | - | 32,3 | 11,4 |
| As | 31,8 | 21,3 | 64,6 | 24,4 | 28,5 | 20,7 | 59,3 | 21,7 |
| Ac | 56,8 | 21,6 | 9,2 | 5,4 | 61,3 | 24,6 | 11,7 | 5,3 |
| Sc | 66,2 | 17,4 | - | - | 72,0 | 20,2 | - | - |
| Cu | 64,7 | 19,2 | 19,6 | 26,4 | 76,6 | 18,3 | 27,8 | 41,9 |
| Ns | 51,1 | 23,1 | 91,7 | 41,0 | 69,4 | 22,9 | 60,4 | 34,7 |
| Pf | 46,8 | 22,6 | 144,4 | 66,6 | 52,0 | 22,5 | 111,6 | 51,6 |

5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Esta dissertação se propôs a estudar o comportamento médio da estrutura microfísica de diferentes tipos de nuvens formadas sobre duas regiões com ecossistemas distintos. Nesta pesquisa, também é avaliado o potencial do satélite CloudSat em representar as características microfísicas das nuvens estudadas. Para isso foi utilizado um período de aproximadamente cinco anos de dados do satélite de alta precisão CloudSat coletados nas regiões estudadas, com o objetivo de apresentar uma primeira estatística de dados de microfísica das nuvens sobre as regiões estudadas. Portanto, na metodologia adotada para a realização deste trabalho, foram traçados quatro objetivos específicos. A seguir é feita uma discussão dos principais resultados obtidos, seguindo os objetivos propostos e as conclusões que puderam ser feitas através dos resultados encontrados.

(a) *Potencial do satélite CloudSat.* Os resultados mostrados neste trabalho, evidenciam a importância do CloudSat como ferramenta para a compreensão das diferentes características microfísicas que cada tipo de nuvem pode assumir, assim como os processos físicos que governam o seu comportamento. O CloudSat, se destaca por sua habilidade em fornecer o mapeamento da estrutura vertical das nuvens. Metodologias utilizadas anteriormente (como as medidas in situ feitas em aeronaves), não tinham condições de prover o mesmo grau de detalhamento, como variedade em tipos de nuvens e análise para um longo período.

Com os resultados obtidos, foi possível identificar e quantificar os distintos aspectos da estrutura microfísica de cada tipo de nuvem dentro de uma margem de erro satisfatória. As estimativas feitas pelo satélite CloudSat e a sua utilização seguindo a metodologia adotada, estão em consonância com o entendimento teórico da física de nuvens e dos processos microfísicos. Isto aumenta a confiabilidade dos resultados apresentados neste trabalho.

Em relação às dificuldades encontradas, destaca-se a própria limitação do algoritmo utilizado no CloudSat em identificar a fase mista das nuvens na região entre -20 e 0 °C, onde as estimativas são feitas empiricamente. No entanto, para uma análise estatística com a finalidade de se obter o comportamento médio das nuvens, acredita-se que os resultados sejam satisfatórios possibilitando a metodologia empregada. Além do

mais, as condições assumidas pelo algoritmo são geralmente verdadeiras na maioria dos casos. Os algoritmos utilizados na recuperação dos dados do CloudSat estão em constante evolução, sendo o aprimoramento no tratamento para a questão da fase mista uma das prioridades.

Outra dificuldade encontrada está associada com as estimativas em nuvens com forte precipitação, como as cumulonimbus. Devido a forte atenuação da onda eletromagnética (com comprimento de onda em milímetros) ao penetrar regiões com partículas muito grandes, o sinal enviado para o satélite, pode ser interpretado como sendo oriundo de partículas menores. Isto de certa forma, pode ter contribuído para subestimar levemente os parâmetros que foram analisados nas nuvens Pf. No entanto, ressalta-se, que na maioria dos casos, este decréscimo na energia retroespalhada enviada para o satélite, é proveniente de uma região relativamente pequena na parte mais convectiva da nuvem Pf, coincidente com a região de máxima precipitação na nuvem.

Neste trabalho foram retirados da análise, os resultados obtidos para as nuvens stratus. Foi identificada no início deste trabalho, uma possível limitação do algoritmo de classificação de nuvens do CloudSat em detectar este tipo de nuvem. A análise da frequência dos dados para este tipo de nuvem obtida previamente (não mostrado neste trabalho), mostraram que menos de 0,01% do total de dados coletados (continente e oceano) eram referentes a medidas de nuvens stratus. As causas para esta possível falha no algoritmo de classificação de nuvens do CloudSat será investigada em trabalhos futuros.

(b) *Estrutura microfísica em diferentes tipos de nuvens.* Com os resultados apresentados nesta pesquisa foi possível detectar as particularidades na estrutura microfísica dos diferentes tipos de nuvens que foram analisados. No entanto, verificou-se que a distribuição do tamanho das partículas nas nuvens se mostrou mais eficiente para discriminar estas particularidades em comparação a distribuição de frequência. Neste último caso, entretanto, os resultados mostraram que os parâmetros na fase sólida apresentam características mais específicas dependendo do tipo de nuvem. Isto pôde ser verificado, pelos índices de correlação, que em sua maioria ficaram abaixo de 0,6, tanto para o raio efetivo da partícula de gelo, quanto para a concentração da partícula de gelo. Devido à intensa atividade convectiva originada durante a formação e manutenção das nuvens Pf, observou-se pelos resultados, que estas nuvens são formadas por uma

população de partículas de gelo mais heterogênea (associada com a largura do espectro) em comparação com os outros tipos de nuvens. Este comportamento, também pôde ser notado e quantificado, através dos altos valores de dispersão dos dados apresentados na distribuição de tamanho das partículas, onde foi observado o valor mais alto de desvio padrão nas nuvens Pf.

Os resultados também mostraram um aumento gradativo no tamanho médio das partículas de gelo com o aumento na intensidade convectiva dentro das nuvens. Este comportamento pôde ser verificado, por exemplo, sobre as nuvens continentais Cu (80,1 μm), Ns (83,6 μm) e Pf (89,8 μm). A análise da concentração de partículas de gelo nas nuvens Altas indicou que estas nuvens possuem a menor espessura óptica (inferida subjetivamente) dentre todos os tipos de nuvens analisadas, seguida pelas nuvens As. Em estudos sobre as mudanças climáticas, quantificar estas distintas características encontradas nestas nuvens por meio de uma análise estatística robusta, se torna importante para o aperfeiçoamento dos modelos climáticos.

Em todos os tipos de nuvens consideradas para análise foram observados valores de desvio padrão relativamente moderados para a fase líquida e elevados para fase sólida. Contudo, nota-se também, que em praticamente todos os casos, há um decréscimo no desvio padrão dos dados com a diminuição no tamanho das gotas. Esta diminuição na dispersão dos dados, não é observada, em praticamente todos os casos analisados para o espectro de partículas de gelo. Todavia, estes altos valores de desvio padrão que foram observados neste trabalho, em parte, possui um significado físico. Os principais fatores incluem os diferentes estágios de vida das nuvens e a variação vertical da distribuição das partículas das nuvens (dependente da temperatura). Este último caso, pôde ser verificado pela grande separação na distribuição de tamanho das partículas em função da temperatura.

(c) *Estrutura microfísica em ecossistemas distintos.* Os resultados procedentes desta pesquisa indicam que, não há uma variação significativa na estrutura microfísica entre as nuvens continentais e marinhas nas regiões analisadas, como foi encontrado em estudos anteriores por outros autores. Em todos os parâmetros que foram analisados neste trabalho, verificou-se em ambos os casos, que tanto a distribuição de frequência, quanto a distribuição de tamanho das partículas nas nuvens, apresentaram resultados relativamente semelhantes entre continente e oceano. Isto pôde ser observado

quantitativamente, através dos valores médios obtidos e também qualitativamente, por meio da similaridade encontrada na forma das distribuições de frequência e de tamanho das partículas encontradas nas nuvens. Estes resultados são diferentes dos encontrados comumente na teoria clássica da física de nuvens. Os resultados apresentados nesta pesquisa mostraram que mesmo no período de máxima concentração de aerossóis sobre o Centro-Oeste do Brasil (setembro-outubro-novembro), não há uma diferença significativa na distribuição de tamanho das partículas das nuvens nas regiões estudadas. Estes resultados indicam que outros agentes externos (além da concentração total de aerossóis integrada na coluna atmosférica), também estejam atuando para modular a distribuição das partículas dentro das nuvens. A análise da climatologia sazonal das regiões de estudo mostra que as condições termodinâmicas sobre as regiões analisadas, possuem diferenças consideráveis, que junto com outros fatores, podem ter uma influência ainda maior na distribuição das partículas das nuvens, em comparação a concentração de aerossóis dependendo da época do ano. Isto pôde ser visto pela análise feita no trimestre de setembro-outubro-novembro. No entanto, estes resultados ainda carecem de mais informações. Fatores como a distribuição vertical dos aerossóis na coluna atmosférica e a sua higroscopia, também devem ser considerados. Estes dois fatores, podem apresentar características bem distintas entre uma região continental e marinha. Além disso, o transporte vertical de vapor d'água e aerossóis na coluna atmosférica, assim como o transporte horizontal, principalmente da região Amazônica para a região Centro-Oeste do Brasil, são importantes para a melhor compreensão dos mecanismos físicos envolvidos na formação das nuvens.

(d) *Banco de dados microfísicos.* Por último e não menos importante, um dos principais objetivos deste trabalho, consistia na criação de um banco de dados com valores médios de parâmetros microfísicos para diferentes tipos de nuvens e em diferentes ecossistemas. O objetivo foi caracterizar o comportamento médio das nuvens em diferentes condições. Embora o algoritmo de classificação de nuvens ainda apresente deficiências em detectar determinados cenários de nuvens, espera-se, que os resultados aqui apresentados, representem com uma base estatística, satisfatoriamente os diferentes regimes microfísicos das nuvens encontrados em diferentes tipos de nuvens. O intuito, é que em estudos envolvendo a microfísica das partículas de nuvens, este banco de dados possa auxiliar outros pesquisadores que precisem destes

parâmetros, seja por utilização direta em modelos numéricos ou para comparação com outros resultados obtidos com diferentes metodologias.

Como perspectivas para futuros trabalhos, deve-se fazer uma investigação mais detalhada sobre a concentração e tipo de aerossóis nas regiões analisadas. Sugere-se, que seja feita uma média dos dados de espessura óptica de aerossóis para um período maior em relação ao que foi considerada na Figura 4.14 (um ano de dados). Desta forma, os resultados apresentariam maior consistência estatística e, conseqüentemente, maior representatividade na distribuição de aerossóis nas regiões analisadas. Como foi explicado anteriormente, fatores como a distribuição vertical e a higroscopia dos aerossóis devem ser consideradas para uma melhor avaliação dos resultados e conclusões aqui feitas. Uma alternativa para quantificar a distribuição vertical dos aerossóis na coluna atmosférica, seria a utilização de dados do satélite de órbita heliossíncrona Calipso. A utilização destes dados, tem a vantagem do satélite Calipso está voando em formação com o CloudSat com uma defasagem de apenas 15 segundos.

Outros pontos importantes a serem considerados, é a comparação dos resultados encontrados nesta pesquisa, com os dados oriundos de medidas *in situ* feitas em experimentos de campo, e também, com os parâmetros microfísicos que são simulados em modelos numéricos de previsão de tempo e clima.

Por fim, é importante ressaltar neste momento, que a presente pesquisa, não tinha a pretensão de ser conclusiva em todos os seus resultados. Deve-se lembrar sempre, que as nuvens respondem à atmosfera de forma complexa, interagindo com os diversos agentes atmosféricos. Os aerossóis representam apenas um dos muitos modos que determinam esta complexidade. Mecanismos dinâmicos, termodinâmicos e processos químicos que ocorrem na atmosfera, interagem em diferentes escalas de tempo e espaço. No entanto, espera-se que os resultados encontrados nesta dissertação, possam contribuir para ampliar o conhecimento sobre a natureza microfísica de diferentes tipos de nuvens e os processos físicos envolvidos na sua formação e manutenção. Uma das perspectivas é que a metodologia aqui empregada possa ser utilizada sobre outras regiões e os resultados comparados com aqueles obtidos em experimentos de campo realizados no Brasil, como atualmente, o Projeto Chuva.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACCU WEATHER. <http://photo.accuweather.com/photogallery/details/photo/144588/Afternoon+altocumulus+Clouds>. Acessado em 11 de janeiro de 2013.

AITKEN, J. **On some nuclei of cloudy condensation**. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, v. 39(3), p. 15-25, 1898.

ALBRECHT, B. A. **Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness**. Science, v. 245, p. 1227–1230, 1989.

ALVES, C. **Aerossóis atmosféricos: perspectiva histórica, fontes, processos químicos de formação e composição orgânica**. Quim. Nova, v. 28, p. 859-870, 2005.

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A. A.; FRANK, G. P.; LONGO, K. M.; et al. **Smoking rain clouds over the Amazon**. Science, v. 303, p. 1337-1342, 2004.

BERNER, E. K.; BERNER, R. A. **The Global Water Cycle**. Geochemistry and Environment. Prentice Hall, p. 396, 1987.

BOHREN, C.; HUFFMAN, D. R. **Absorption and scattering of light by small particles**, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1983.

BONY, S.; DUFRESNE, J. L. **Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models**. Geophys. Res. Lett., 32, L20806, 2005. doi:10.1029/2005GL023851.

BRADLEY, S. G.; STOW, C. D. **The measurement of charge and size of raindrops: Part II. Results and analysis at ground level**. J. Appl. Meteor., v. 13, p. 131-147, 1974.

BRIEN, J. O. **Radiation belts**, Scientific American. v.208 (5), p. 84–96, 1963.

CADLE, R. **Particles in the atmosphere and space**, Reinhold Publishing Corporation, New York, p. 266, 1966.

CATÁLOGO DE NUVENS: <http://www.avvsilva.net/nuvensbaixas/nb360205.htm>.

Acessado em 10 de janeiro de 2013.

CHARLSON, R. J.; LOVELOCK, J. E.; ANDREAE, M. O.; WARREN, S. G. **Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate**. Nature, v. 326, p. 665-661, 1987.

CHEN, T.; ROSSOW, W. B.; ZHANG, Y. **Cloud type radiative effects from the international satellite cloud climatology project**. Proc. 11th Symposium on Global Change Studies, Long Beach, California, American Meteorological Society, p. 86-89, 2000.

CLOUDMAN'S MINI CLOUD ATLAS: <http://www.cloudman.com/atlas.htm>.

Acessado em 10 de janeiro de 2013.

DATA PROCESSING CENTER (CLOUDSAT). <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/>. Acessado em 5 de julho de 2012.

FANTUCCI, I. Contribuição do alerta, da atenção, da intenção e da expectativa temporal para o desempenho de humanos em tarefas de tempo de reação. 2001. 130 f. Tese (Doutorado em Psicologia) – Instituto de Psicologia, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2001.

DUARTE, B. M. **Caracterização microfísica de sistemas meteorológicos de mesoescala utilizando dados do Cloudsat**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 81, 2012.

FRISCH, A.S.; FEINGOLD G.; FAIRALL,C.W.; UTTAL,T.; SNIDER, J.B. **On cloud radar and microwave radiometer measurements of stratus cloud liquid water profiles**. J. Geophys, Res., v. 103, p. 23195-23197, 1998.

GUÉZENNEC, A. G.; HUBER, J. C.; PATISSON, F.; SESSIECQ, F.; BIRAT, J.; ABLITZER, D. **Dust formation in Electric Arc Furnace: Birth of the particles** **Original Research Article**. Powder Technology, v. 157, p. 2-11, 2005.

- HARTMANN, D. L.; OCKERT-BELL M. E.; MICHELSEN, M. L. **The effect of cloud type on Earth's energy balance: global analysis.** J. Climate, v. 5, p. 1281-1304, 1992.
- HOBBS, P. V.; POLITOVICH, M. K.; RADKE, L. F. **Structures of Summer Convective Clouds in Eastern Montana.** I: Natural Clouds. Journal of Applied Meteorology, Washington, v. 19, p. 645-663, 1980.
- HUDSON, J. G.; YUN, S. S. **Cloud condensation nuclei spectra and polluted and clean clouds over the Indian Ocean.** J. Geophys. Res. 107(D19), 8022, 2002.
- HUSAR, R. B. **Meeting "History of Aerosol Science"**, Viena, Austria, 1999.
- JACOBSON, M.; HANSSON, H. C.; NOONE, K.; CHARLSON, R. **Organic atmospheric aerosols: Review and state of the science.** Reviews of Geophysics, v. 38, p. 267-294, 2000.
- JETSTREAM - ONLINE SCHOOL FOR WEATHER (NOAA): <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/clouds/cloudposter.htm>. Acessado em 25 de junho de 2012.
- JOHN A. DAY. **The book of clouds.** Silver Lining Books, New York, p. 207, 2002.
- JUNGE, C. E. **Air Chemistry and Radioactivity**, Academic Press: London, v. 4, p. 382, 1963.
- JUSTO, L. A. J.; FRANÇA, J. R. A. **Estudos dos Processos Sinóticos e Microfísicos Associados a um Sistema Frontal que Atingiu o Extremo Sul do Brasil (Rio Grande do Sul) e Uruguai**, v. 34, p. 70-83, 2011.
- KAUFMAN, Y. J.; KOREN, I. **Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover.** Science, v. 313, p. 655-658, 2006.
- KLEIN, S. A.; HARTMANN, D. L. **The seasonal cycle of low stratiform clouds.** J. Clim., v. 6, p. 1587-1606, 1993.
- LEVIN, Z. **Charge separation by splashing of naturally falling raindrops.** J. Atmos. Sci., v. 28, p. 543-548, 1971.

FLICKR: <http://www.flickr.com/photos/douglasramos/sets/72157604079701075/with/6331249479/>. Acessado em 11 de janeiro de 2013.

STRUTT, J. (LORD RAYLEIGH). **On the scattering of light by small particles**. Philosophical Magazine, series 4, v. 41, p. 447-454, 1871.

MARCHAND, R.; MACE, G. G.; ACKERMAN, T.; STEPHENS, G. **Hydrometeor Detection Using Cloudsat—An Earth-Orbiting 94-GHz Cloud Radar**. American Meteorological Society, v. 25, p. 519-533, 2008.

MARKOWITZ, A. H. **Raindrop size distribution expressions**. J. Appl. Meteor., v. 15, p. 1029-1031, 1976.

MARKS, C. J.; RODGERS, C. D. **A retrieval method for atmospheric composition from limb emission measurements**, J. Geophys. Res., v. 98, p. 14939–14953, 1993.

MILES, N. L.; VERLINDE, J.; CLOTHIAUX, E. E. **Cloud droplet size distributions in low-level stratiform clouds**, J. Atmos. Sci., v. 57, p. 295–311, 2000.

MUELLER, E. A.; SIMS, A. L. **Radar cross sections from drop size spectra**. Tech. Rep. ECOM-00032-F, Contract DA-28-043 AMC-00032(E), Illinois State Water Survey, Urbana, 110 pp. [AD-645218.], 1966.

NASA. <http://atrain.nasa.gov/index.php>. Acessado em 10 de setembro de 2012.

NATIONAL GEOGRAPHIC. <http://science.nationalgeographic.com/wallpaper/science/photos/clouds/cumulonimbus-cloud/>. Acessado em 12 de janeiro de 2013.

PHOTOGRAPHY ON THE RUN. http://www.photographyontherun.com/default_month,2010-01.aspx. Acessado em 11 de janeiro de 2013.

PINCUS, R., BAKER, M. B. **Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer**. Nature, v. 372, 1994.

PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D. **Microphysics of clouds and precipitation**. Ed. Reidel Publ. Company, p. 714, 1982.

- RAMANATHAN, V.; CRUTZEN, P. J.; KIEHL, J. T.; ROSENFELD, D. **Atmosphere - Aerosols, climate, and the hydrological cycle**. *Science*, v. 294, p. 2119-2124, 2001.
- RODGERS, C. D. **Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation**, *Rev. Geophys.*, v. 14, p. 609-624, 1976.
- ROSENFELD, D. **TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall**. *Geophysical Research Letters*, v. 26, p. 3105-3108, 1999.
- ROSENFELD, D.; LENSKY, M. I. **Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds**. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 79, p. 2457-2476, 1998.
- RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. **O sensor MODIS e suas aplicações Ambientais no Brasil**. São José dos Campos. Parêntese, p. 428, 2007.
- SANDER, R.; KEENE, W. C.; PSZENNY, A. A. P.; ARIMOTO, R.; AYERS, G. P.; BABOUKAS, E.; CAINEY, J. M.; CRUTZEN, P. J.; DUCE, R. A.; HONNINGER, G.; HUEBERT, B. J.; MAENHAUT, W.; MIHALOPOULOS, N.; TUREKIAN, V. C.; VAN DINGENEN, R. **Inorganic bromine in the marine boundary layer: a critical review**; *Atmos. Chem. Phys.*, v. 3, p. 1301-1336, 2003.
- SEINFELD, J.H. **Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution**. Wiley, New York, p. 738, 1986.
- SEINFELD, J.; PANDIS, S. **Atmospheric Chemistry and Physics**, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1998.
- SQUIRES, P. **The microstructure and colloidal stability of warm clouds**. *Tellus*, v. 10, p. 256, 1958.
- STEPHENS, G. L., **Remote sensing of the lower atmosphere**, Oxford University Press, Oxford, 1994.

STEPHENS, G.L.; DEBORAH, G. V.; RONALD, J. B.; GERALD, G. M.; KENNETH, S.; ZHIEN, W.; ANTHONY, J. I.; EWAN, J. O.; WILLIAM, B. R.; STEPHEN, L. D.; STEVEN, D. M.; RICHARD, T. A.; ANGELA, B.; CRISTIAN, M. AND THE CLOUDSAT SCIENCE TEAM **The CLOUDSAT Mission and the A-Train.** Bull. Amer. Met. Soc., v. 83, p. 1771-1790, 2002.

STITH, J. L.; DYE, J. E.; BANSEMER, A.; HEYMSFIELD, A. J.; GRAINGER, C. A.; PETERSEN, W. A.; CIFELLI, R. **Microphysical observations of tropical clouds.** J. Appl. Meteor., v. 41, p. 97-117, 2002.

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

TYNDALL, J. **Heat: A Mode of Motion.** Elibron Classics, v. 1, p. 575, 1870.

UCAR. <http://www.fin.ucar.edu/netpub/server.np?find&catalog=catalog&template=detail.np&field=itemid&op=matches&value=3375&site=imagelibrary>. Acessado em 12 de janeiro de 2013.

ULBRICH, C. W. **Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution.** J. Climate Appl. Meteor., v. 22, p. 1764-1775, 1983.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science.** 2 th ed. San Diego: Academic Press, v. 92, 2006.

WANG, Z.; SASSEN, K. **Cloud type and macrophysical property retrieval using multiple remote sensors.** J. Appl. Meteor. v.40, p. 1665–1682, 2001.

WIELICKI, B. A.; WONG, T.; LOEB, N.; MINNIS, P.; PRIESTLEY, K.; KANDEL, R. **Changes in Earth's Albedo Measured by Satellite.** Science. v. 308, p. 825, 2005.

WIKIPEDIA. http://en.wikipedia.org/wiki/File:altostratus_clouds_over_Hong_Kong.JPG. Acessado em 11 de janeiro de 2013.

WIKIPEDIA. http://en.wikipedia.org/wiki/File:cirrus_sky_panorama.jpg#filehistory. Acessado em 11 de janeiro de 2013.

WINDOWS TO THE UNIVERSE. http://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/clouds/cloud_il.html. Acessado em 11 de janeiro de 2013.

WOOD, N. **Level 2B Radar-Visible Optical Depth Cloud Water Content (2B-CWC-RVOD) Process Description Document**. Documento de descrição do produto 2B-CWC-RVOD do satélite CloudSat, Cooperative Institute for Research in the Atmosphere – Colorado State University, Fort Collins - Colorado, versão 5.1, p. 26, 2008.

ZHANG, D. Z.; WANG, W.; LIU, D. **A Global View of Mid-level Liquid Layer Topped Stratiform Cloud Distributions and phase partition from CALIPSO and CloudSat Measurements**, J. Geophys. Res., p. 115, D00H13, doi:10.1029/2009JD012143, 2010.