

Universidade de São Paulo
Instituto de Física

Tendências recentes da cobertura de nuvens cirrus sobre a região amazônica a partir de observações de satélite

Ben-hur Martins Portella

Orientador: *Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa*

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Física da Universidade de São Paulo, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Prof. Henrique M. J. Barbosa
Instituto de Física
Universidade de São Paulo
Henrique de Melo Jorge Barbosa

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa (IF-USP)

Prof. Dr. Fábio Juliano da Silva Lopes (UNIFESP/IPEN)

Prof. Dr. Gregori de Arruda Moreira (IFSP)

São Paulo
2022

FICHA CATALOGRÁFICA
Preparada pelo Serviço de Biblioteca e Informação
do Instituto de Física da Universidade de São Paulo

Portella, Ben-Hur Martins

Tendências recentes da cobertura de nuvens cirrus sobre a região amazônica a partir de observações de satélite. São Paulo, 2022.

Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, Instituto de Física, Depto de Física Aplicada.

Orientador: Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa

Área de Concentração: Física

Unitermos: 1. Nuvens Cirrus; 2. Amazônia; 3. CALIOP; 4. Distribuição Espacial; 5. Tendências.

USP/IF/SBI-051/2022

University of São Paulo
Physics Institute

Recent trends in cirrus cloud cover over the Amazon region from satellite observations

Ben-hur Martins Portella

Supervisor: *Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa*

Dissertation submitted to the Physics Institute of the
University of São Paulo in partial fulfillment of the
requirements for the degree of Master of Science.

Examining Committee:

Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa (IF-USP)

Prof. Dr. Fábio Juliano da Silva Lopes (UNIFESP/IPEN)

Prof. Dr. Gregori de Arruda Moreira (IFSP)

São Paulo
2022

Agradecimentos

Gostaria de agradecer primeiramente ao Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa, meu orientador, por acreditar em mim e me orientar de maneira exemplar durante o desenvolvimento deste projeto. Obrigado em especial pela paciência, pelo cuidado, pelos ensinamentos e por estar constantemente se esforçando para que seus alunos aproveitem as oportunidades que surgem na vida acadêmica. Se hoje eu posso enxergar um pouco mais longe no horizonte da ciência, é porque pude contar com o importante amparo de alguém tão nobre como ele.

Também quero agradecer a todos os meus colegas e amigos que me apoiaram, dividiram momentos de aprendizado e de lazer comigo, que se dispuseram a me ajudar com tarefas onde tive dúvidas ou dificuldades. Alguns estiveram presentes de perto ou de longe, acompanhando a minha trajetória durante a realização deste projeto, e me ajudaram a atravessar momentos verdadeiramente tempestuosos. Guardo cada um deles em meu coração, com muito carinho.

Manifesto minha imensa gratidão à minha mãe, ao meu pai e ao meu irmão, por todo o amor e apoio que me deram até aqui. Eu não chegaria aqui se não fosse pelo suporte que essas pessoas tão importantes puderam me proporcionar, mesmo de longe. Espero que saibam que eu os amo muito.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Resumo

As nuvens cobrem cerca de 70 % da superfície do nosso planeta e exercem papel fundamental no balanço radiativo terrestre. A nebulosidade é maior nos trópicos devido à intensa atividade convectiva, e há uma grande presença de nuvens cirrus. Estas são feitas de cristais de gelo e se formam em altitudes acima de 8 km. São semi-transparentes à radiação visível e opacas à radiação infravermelha, contribuindo para aquecer o planeta. Estudos recentes mostraram que a presença de cirrus na Amazônia é maior que em outras regiões tropicais, mas também que a atividade convectiva na região está diminuindo. Apesar disso, não há muitos estudos que investiguem as nuvens cirrus na região amazônica, e os existentes utilizaram sensores pouco sensíveis ou abrangeram um período de poucos anos, sendo portanto insuficientes para fornecer um panorama sobre a evolução temporal da cobertura e das propriedades dessas nuvens.

Nesse contexto, utilizamos dados de 2006 a 2019 do *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization* (CALIOP), a bordo do *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations* (CALIPSO), para estudar as nuvens cirrus sobre a Amazônia. Avaliamos a frequência de ocorrência, altitude de base e topo, espessura e profundidade óptica, primeiro para a região Amazônica como um todo, e depois distribuídos espacialmente. Por fim, investigamos possíveis tendências de médio prazo.

Analisamos 1.474.457 perfis verticais contendo 942.124 camadas de cirrus, das quais 38.1 % na estação úmida e 19.4 % na estação seca, distribuídas uniformemente sobre a região durante a estação úmida, e concentradas no noroeste da região durante a estação seca. Considerando todo o período, as cirrus apresentavam base em 13.4 ± 2.1 km de altitude, topo em 15.3 ± 1.8 km, espessura de 1.9 ± 1.3 km e com profundidade óptica de 0.32 ± 0.54 . Tanto as bases quanto os topos são mais elevados na estação úmida, o que não acontece com a espessura ou a profundidade óptica. A maioria das cirrus foram opticamente finas (cerca de 41.8 %), enquanto que as nuvens subvisuais e opacas correspondem a 28.9 e 29.3 %, respectivamente. As subvisuais se concentravam majoritariamente entre 15-16 km de altitude, próximas da tropopausa, enquanto que as nuvens finas e opacas apresentavam uma distribuição vertical mais ampla, desde 13.5 km e 11 km respectivamente.

Quanto às tendências de médio prazo, observamos que a espessura está reduzindo de 14 m/ano para o percentil de 95%. Ao mesmo tempo, encontramos que as cirrus opticamente mais finas (percentil de COD 5%) estão se tornando mais opacas na estação seca. Isso pode estar associado com a redução da cobertura de nuvens subvisuais, devido a mudanças no ciclo hidrológico da região. Os resultados indicam ainda uma clara redução na frequência de ocorrência das cirrus em geral de 0.7 %/ano na região. Essas mudanças graduais poderão levar a mudanças significativas em algumas décadas, e por consequência no impacto dessas nuvens no balanço radiativo da Amazônia.

Palavras Chaves: Amazônia; Nuvens cirrus; CALIOP; Distribuição espacial; Tendências.

Abstract

Clouds cover about 70 % of the surface of our planet and play a fundamental role in the terrestrial radiative balance. Cloudiness is higher in the tropics due to intense convective activity, and there is a large presence of cirrus clouds. They are made of ice and crystals form at altitudes above 8 km. They are semi-transparent to visible radiation and opaque to infrared radiation, helping to warm the planet. Recent studies have shown that the presence of cirrus in the Amazon is greater than in other tropical regions, but also that convective activity in the region is decreasing. Despite that, there are not many studies investigating cirrus clouds in the Amazon region, and the existent ones used sensors little sensitive or covered a period of a few years, being therefore insufficient to provide an overview of the temporal evolution of the coverage and properties of these clouds.

In that context, we used data from 2006 to 2019 from *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization* (CALIOP), aboard *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations* (CALIPSO), to study cirrus clouds over the Amazon. We evaluated the frequency of occurrence, base and top altitude, thickness and optical depth, first for the Amazon as a whole, and then spatially distributed. Finally, we investigated possible medium-term trends.

We analyzed 1.474.457 vertical profiles containing 942.124 cirrus layers, of which 38.1 % in the wet season and 19.4 % in the dry season, uniformly distributed over the region during the wet season, and concentrated in the northwest of the region during the dry season. Considering all the period, cirrus have shown base at 13.4 ± 2.1 km altitude, top at 15.3 ± 1.8 km, thickness of 1.9 ± 1.3 km and optical depth of 0.3 ± 0.54 . Both the bases and the tops are higher in the wet season, which is not the case with thickness or optical depth. Most cirrus were optically thin (about 41.8 %), while subvisual and opaque clouds corresponded to 28.9 and 29.3 %, respectively. The subvisuals were mostly concentrated between 15-16 km altitude, close to the tropopause, while the thin and opaque clouds had a wider vertical distribution, from 13.5 km to 11 km respectively.

As for the medium-term trends, we observed that the thickness is decreasing by 14 m/year at the 95% percentile. At the same time, we found that optically thinner cirrus (COD percentile of 5%) are becoming more opaque in the dry season. This may be associated with the reduction of subvisual cloud cover, due to changes in the region's hydrological cycle. The results also indicated a clear reduction in the frequency of occurrence of cirrus in general of 0.7 %/year in the region. These gradual changes could lead to significant changes in a few decades, and consequently in the impact of these clouds on the radiative balance of the Amazon.

Keywords: Amazon; Cirrus clouds; CALIOP; Spatial distribution; Trends.

Lista de Figuras

| | | |
|-----|---|----|
| 1.1 | Exemplo de nuvens cirrus. | 1 |
| 1.2 | Mapa de frequência de ocorrência média para nuvens cirrus identificadas pelo conjunto CloudSat/CALIPSO, dentro de uma grade de 5° por 5°. O período analisado no estudo foi de junho de 2006 a junho de 2007. Fonte: Sassen et al. (2008). | 2 |
| 1.3 | Esquema do balanço global de energia na atmosfera. Fonte: Trenberth (2022). | 3 |
| 1.4 | Nuvens altas como as cirrus são quase transparentes para a radiação solar, interagindo principalmente com a radiação terrestre, já as nuvens baixas apresentam efeito maior de albedo. Fonte: https://visibleearth.nasa.gov | 4 |
| 1.5 | Histogramas normalizados de (a) altura da base (b) espessura geométrica (c) altura do topo e (d) profundidade óptica das nuvens, separado entre as estações chuvosa (azul), seca (vermelho) e total (preto), conforme obtido por Gouveia (2018). As barras de erro indicam a incerteza de estatísticas de contagem. | 5 |
| 2.1 | Observações simultâneas de cirrus em 4 de outubro de 1965, mostrando retornos de uma nuvem cirrus detectada tanto com o lidar (SRI Mark II 1965, identificado na figura como <i>Primary receiver</i>) quanto um receptor auxiliar (<i>Auxiliary receiver</i>) localizado a 17 m de distância do lidar. Fonte: Collis (1966). | 7 |
| 2.2 | Frequência de ocorrência das cirrus em função da altitude e da latitude, com intervalo de 0,2 km na altitude e 2,5° na latitude, no período de junho de 2006 a junho de 2007. A linha preta corresponde à altura média da tropopausa, no mesmo período. Fonte: Sassen et al. (2008). | 9 |
| 2.3 | Distribuições de espessura geométrica (esquerda), altitude de topo das nuvens (meio) e temperatura no meio da camada de nuvem (direita), para nuvens SVC (linhas tracejadas) e cirrus em geral (linhas sólidas). Fonte: Martins et al. (2011). | 9 |
| 2.4 | Variabilidade sazonal na frequência de ocorrência de camadas de cirrus isoladas, no nível de 121 hPa e 15 km, entre dados do HIRDLS e do CALIPSO. Fonte: Massie et al. (2010). | 14 |

| | | |
|------|--|----|
| 2.5 | (a) Frequência de ocorrência de cirrus TTL nos trópicos, sobre grade de $4^\circ \times 4^\circ$. (b) Dada a presença de cirrus TTL, a probabilidade de não haver camadas de nuvem inferiores. Fonte: Schwartz and Mace (2010). | 15 |
| 2.6 | Distribuições verticais de altura de topo das nuvens cirrus em relação à altura da tropopausa, para as quatro estações do ano: (a) dezembro a fevereiro, (b) março a maio, (c) junho a agosto, e (d) setembro a novembro. Fonte: Zou et al. (2020). | 15 |
| 3.1 | Representação dos diferentes tipos de interação entre radiação eletromagnética e a matéria. Fonte: Nakayama et al. (2021). | 19 |
| 3.2 | Curvas normalizadas da função de fase para gotículas de nuvem ($\sim 10 \mu\text{m}$), aerossóis ($\sim 1 \mu\text{m}$) e moléculas ($\sim 10^{-4} \mu\text{m}$), quando iluminadas por luz com comprimento de onda de $0,5 \mu\text{m}$. Fonte: Liou (2002). | 21 |
| 3.3 | Configuração básica de um sistema lidar. Fonte: Weitkamp (2005). | 21 |
| 3.4 | Esquema representativo da geometria de um sistema coaxial (esquerda) e biaxial (direita). Fonte: López-Oramas (2015). | 22 |
| 3.5 | Ilustração da geometria de detecção do lidar. Fonte: Weitkamp (2005). | 23 |
| 3.6 | Exemplo de gráfico da função de overlap com o ajuste pela distância. Fonte: Weitkamp (2005). | 24 |
| 4.1 | Representação ilustrativa dos satélites do A-Train e do C-Train. Fonte: NASA (2021). | 29 |
| 4.2 | Trajetórias do CALIPSO sobre a Amazônia. | 30 |
| 4.3 | Subsistemas transmissor e receptor do CALIOP. Fonte: Winker et al. (2006). | 32 |
| 4.4 | a) Esquema do subsistema receptor. b) Carga do CALIOP. Fonte: Winker et al. (2006). | 33 |
| 4.5 | Sensibilidade de detecção do canal 532 nm do CALIOP. Fonte: Vaughan et al. (2005). | 34 |
| 4.6 | Cortinas de retroespalhamento atenuado em 532 nm (em cima) e 1064 nm (embaixo). Fonte: NASA (2022c). | 36 |
| 4.7 | Área coberta pelos trajetos (em violeta) do CALIPSO na região escolhida. A área em verde representa o bioma da Amazônia, e a estrela indica a localização de Manaus. | 40 |
| 4.8 | Exemplos de máscaras, contendo a <i>Vertical Feature Mask</i> (em cima) e tipos de nuvens (embaixo), conforme indicado nas legendas. | 41 |
| 4.9 | Gráfico do número de arquivos (em cima) e do número de perfis (embaixo) em função dos meses. | 44 |
| 4.10 | Percentual de perfis da região amazônica com energia do laser 532 nm inferior a 80 mJ, separado entre dia e noite. | 45 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.11 | Mapa com a média do percentual de perfis com energia de laser inferior a 80 mJ. A média foi calculada levando em conta somente os meses com percentual não desprezível de perfis considerados “ruins” | 46 |
| 5.1 | Frequência de ocorrência mensal (% , verde) e precipitação (mm/dia, azul) para toda a Amazônia, numa média de 2009 a 2016. Os dados de precipitação são oriundos do <i>Global Precipitation Climatology Project</i> , fornecido pela NOAA/OAR/ESRL PSL, em Boulder, Colorado (USA) (Adler et al., 2003). | 53 |
| 5.2 | Histogramas normalizados de (a) altitude de base, (b) altitude de topo, (c) espessura geométrica e (d) altura do topo em relação à tropopausa, separados entre as estações úmida (azul), seca (vermelho) e total (preto). N_{total} , N_{wet} e N_{dry} indicam o número de camadas de cirrus totais, de camadas registradas na estação úmida e de camadas registradas na estação seca, respectivamente e em toda a Amazônia. As linhas tracejadas indicam a altura da tropopausa em cada estação. | 54 |
| 5.3 | Histogramas normalizados das temperaturas (a) de base e (b) de topo, separados entre as estações úmida e seca. | 56 |
| 5.4 | Histograma normalizados da profundidade óptica de nuvem, separado entre as estações úmida, seca e período total. | 56 |
| 5.5 | Histogramas normalizados de (a) altitude de base, (b) altitude de topo, (c) espessura geométrica e (d) altura do topo em relação à tropopausa, separados entre cirrus subvisual (SVC), finas (<i>thin</i>) e opacas (<i>opaque</i>). N_{SVC} , N_{thin} e N_{opaque} mostram a quantidade de camadas registradas como SVC, finas e opacas, respectivamente. | 57 |
| 5.6 | Histogramas normalizados das temperaturas de base e de topo, separados entre cirrus subvisual, finas e opacas. | 58 |
| 5.7 | Histogramas bidimensionais normalizados de frequência de ocorrência das nuvens cirrus com a altitude em função da profundidade óptica, separado entre as estações úmida e seca. Na direita observa-se o mesmo, porém integrado sobre as faixas de profundidade óptica SVC, cirrus finas e opacas. As linhas tracejadas indicam a altura média da tropopausa nas respectivas estações. | 59 |
| 5.8 | Histogramas normalizados bidimensionais de frequência de ocorrência de cirrus com a profundidade óptica em função da espessura geométrica, separado entre as estações úmida e seca. | 60 |

| | | |
|------|---|----|
| 5.9 | Mapa da média de 2009 a 2016 para a precipitação (em mm/dia) sobre a região amazônica, durante (a) a estação úmida e (b) a estação seca. O retângulo em vermelho corresponde à área de análise no presente trabalho. Dados oriundos do Global <i>Precipitation Climatology Project</i> , fornecido pela NOAA/OAR/ESRL PSL, em Boulder, Colorado (USA) (Adler et al., 2003). | 61 |
| 5.10 | Mapas de frequência média de ocorrência de cirrus, para o ano inteiro (a), estação úmida (b) e estação seca (c). A estrela indica a localização de Manaus. Média calculada entre 2009 e 2016. | 61 |
| 5.11 | Mapas da mediana de altitude de base e altitude de topo, separados pelas estações úmida e seca. Medianas calculadas de 2009 a 2016. | 62 |
| 5.12 | Mapas da mediana de espessura geométrica e de profundidade óptica, separados pelas estações úmida e seca. Medianas calculadas de 2009 a 2016. | 63 |
| 5.13 | Mapas do percentual de nuvens cirrus subvisuais e de cirrus opacas (em relação à população geral de cirrus em cada gridpoint). | 64 |
| 5.14 | Série temporal da frequência de ocorrência média das cirrus na Amazônia, separada entre estações úmida, seca e total. | 65 |
| 5.15 | Série temporal dos percentis de altitude de base das nuvens cirrus sobre a Amazônia, separada entre estações úmida, seca e total. | 66 |
| 5.16 | Como a figura 5.15, mas para a altitude de topo. | 67 |
| 5.17 | Como a figura 5.15, mas para a espessura geométrica. | 67 |
| 5.18 | Como a figura 5.15, mas para o COD. | 68 |
| 5.19 | Mapas com os coeficientes angulares de ajuste para a mediana da altitude de base, dentro de (a) período total (b) estação úmida e (c) estação seca. As áreas hachuradas indicam os locais onde o coeficiente estimado é estatisticamente significativo. | 71 |
| 5.20 | Mapas dos coeficientes angulares para a mediana da altitude de topo. | 71 |
| 5.21 | Mapas dos coeficientes angulares para a mediana da espessura geométrica. | 72 |
| 5.22 | Mapas dos coeficientes angulares para a mediana da profundidade óptica. | 73 |
| 5.23 | Mapas dos coeficientes angulares para a frequência de ocorrência. | 73 |
| C.1 | Altitude de base, percentil de 5 %. | 81 |
| C.2 | Altitude de base, percentil de 25 %. | 82 |
| C.3 | Altitude de base, percentil de 50 %. | 82 |
| C.4 | Altitude de base, percentil de 75 %. | 83 |
| C.5 | Altitude de base, percentil de 95 %. | 83 |
| C.6 | Altitude média de base. | 84 |
| C.7 | Altitude de topo, percentil de 5 %. | 84 |
| C.8 | Altitude de topo, percentil de 25 %. | 85 |

| | | |
|------|--|----|
| C.9 | Altitude de topo, percentil de 50 %. | 85 |
| C.10 | Altitude de topo, percentil de 75 %. | 86 |
| C.11 | Altitude de topo, percentil de 95 %. | 86 |
| C.12 | Altitude média de topo. | 87 |
| C.13 | Espessura geométrica, percentil de 5 %. | 87 |
| C.14 | Espessura geométrica, percentil de 25 %. | 88 |
| C.15 | Espessura geométrica, percentil de 50 %. | 88 |
| C.16 | Espessura geométrica, percentil de 75 %. | 89 |
| C.17 | Espessura geométrica, percentil de 95 %. | 89 |
| C.18 | Espessura geométrica média, média dos dados. | 90 |
| C.19 | Profundidade óptica, percentil de 5 %. | 90 |
| C.20 | Profundidade óptica, percentil de 25 %. | 91 |
| C.21 | Profundidade óptica, percentil de 50 %. | 91 |
| C.22 | Profundidade óptica, percentil de 75 %. | 92 |
| C.23 | Profundidade óptica, percentil de 95 %. | 92 |
| C.24 | Profundidade óptica média, média dos dados. | 93 |

Índice

| | |
|---|-----------|
| Lista de Figuras | vi |
| 1 Introdução | 1 |
| 2 Revisão da literatura | 7 |
| 2.1 Estudos sobre as propriedades geométricas e ópticas | 8 |
| 2.2 Estudos sobre o mecanismo de formação | 11 |
| 2.3 Estudos sobre frequência de ocorrência | 13 |
| 2.4 Estudos sobre a forçante radiativa | 16 |
| 2.5 Estudos de longo prazo/tendência | 16 |
| 3 Fundamentação Teórica | 18 |
| 3.1 Interação da radiação com a atmosfera | 18 |
| 3.1.1 Espalhamento da radiação por moléculas e aerossóis | 19 |
| 3.2 Funcionamento de um sistema lidar elástico | 21 |
| 3.2.1 Equação do lidar elástico | 23 |
| 3.2.2 Equação lidar aplicada ao CALIOP | 26 |
| 4 Metodologia | 28 |
| 4.1 O satélite CALIPSO | 28 |
| 4.1.1 Instrumentação a bordo do CALIPSO | 30 |
| 4.1.2 Coleta e processamento dos dados | 34 |
| 4.1.3 Produtos disponíveis | 37 |
| 4.1.4 Razão lidar e a obtenção da profundidade óptica | 39 |
| 4.2 Dados utilizados e seu pré-processamento | 39 |
| 4.2.1 Produto CLay 5 km | 39 |
| 4.2.2 Identificação das camadas de cirrus | 42 |
| 4.2.3 Pré-processamento | 42 |
| 4.3 Observações sobre a disponibilidade dos dados | 43 |
| 4.4 Cálculo da frequência de ocorrência das nuvens cirrus | 46 |
| 4.5 Caracterização e tendências das cirrus | 47 |
| 5 Resultados | 50 |
| 5.1 Propriedades ópticas e geométricas | 50 |
| 5.1.1 Comparação entre estações úmida e seca | 52 |
| 5.1.2 Comparação entre faixas de profundidade óptica de nuvem | 56 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 5.1.3 | Distribuição vertical da profundidade óptica | 58 |
| 5.2 | Distribuição espacial das propriedades | 60 |
| 5.3 | Identificação de tendências a médio prazo | 65 |
| 5.3.1 | Tendências sobre toda a Amazônia | 65 |
| 5.3.2 | Variabilidade espacial das tendências | 70 |
| 6 | Conclusões e Perspectivas Futuras | 75 |
| A | <i>Feature Classification Flags</i> | 78 |
| B | <i>Extinction Quality Check (QC)</i> | 80 |
| C | Mapas de tendência das propriedades | 81 |
| C.1 | Mapas de tendências para altitudes de base e topo | 81 |
| C.2 | Mapas de tendências para espessura geométrica e profundidade óptica | 87 |
| | Referências | 94 |

Capítulo 1

Introdução

As nuvens cobrem cerca de 70 % da superfície terrestre (Lohmann et al., 2016) e são elementos chave do sistema climático. Elas influenciam no balanço radiativo, no ciclo hidrológico e no transporte vertical de aerossóis, gases, energia, e momento. A atmosfera pode se apresentar nas mais variadas condições, dependendo da temperatura, pressão, umidade, vegetação, entre outros fatores. Essa variabilidade na atmosfera é responsável pela diversidade enorme de tamanhos e tipos de nuvens (Liou, 2002).

De acordo com a Organização Meteorológica Mundial (*World Meteorological Organization*, WMO), a classificação das nuvens é dada em três tipos principais: nuvens baixas, nuvens médias e nuvens altas (Lohmann et al., 2016). Nuvens baixas se encontram mais próximas da superfície, apresentando temperaturas maiores e portanto são feitas por gotículas de vapor d'água (com material particulado dentro). Nuvens médias podem conter tanto vapor d'água quanto cristais de gelo em sua composição, enquanto que as nuvens altas são feitas apenas por cristais de gelo. Dentro da categoria das nuvens elevadas há as cirrus, definidas morfológicamente como nuvens de aparência fibrosa, filamentos esbranquiçados semelhantes a fios de cabelo (MetOffice, 2022), formando-se em altitudes acima de 6 km nas latitudes médias ou 8 km nos trópicos (Sassen et al., 2008). Possuem um aspecto bastante tênue e muitas vezes suave (Figura 1.1), devido à sua composição.



Figura 1.1: Exemplo de nuvens cirrus.

As cirrus apresentam temperaturas abaixo de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, regime onde o processo de nucleação homogênea¹ do vapor d'água predomina e a população de gotículas de nuvem

¹Nucleação homogênea é o processo de formação de um cristal de gelo a partir de gotículas de água, sem a presença de algum material particulado que vá desencadear o processo de cristalização (Wallace and Hobbs, 2006).

se torna exclusivamente composta por cristais de gelo, diferentemente do que acontece em nuvens mais baixas onde pode haver mistura entre água líquida e gelo (Wallace and Hobbs, 2006). São opticamente classificadas em cirrus subvisuais, finas e opacas, de acordo com o COD (*Cloud Optical Depth*) apresentado. Cirrus finas possuem profundidade óptica entre 0,03 e 0,3, enquanto que cirrus subvisuais apresentam $COD < 0,03$, e opacas $COD > 0,3$ (Sassen and Cho, 1992). Estima-se que a profundidade óptica das cirrus alcance no máximo 3,0, constituindo um limiar entre cirrus e nuvens altostratus. As cirrus subvisuais (*subvisual cirrus* em inglês, o que leva ao uso do acrônimo SVC) possuem essa designação pelo fato de serem visualmente imperceptíveis ao olho humano.

O processo de sua formação varia de acordo com a região em que ocorre: nos trópicos as cirrus comumente surgem a partir da convecção profunda, associada à dispersão da bigorna das nuvens cumulonimbus (Liou, 2002; Larsgård, 2008). As nuvens cumulonimbus, por sua vez, se concentram mais na Zona de Convergência Intertropical (do inglês *Intertropical Convergence Zone*, ou ITCZ) bem como em regiões tropicais associadas a fluxos de monção (Sassen et al., 2008), e por consequência as cirrus também se mostram mais presentes nessa faixa tropical. Isso pode ser observado claramente no mapa da Figura 1.2, onde é apresentada a distribuição global da frequência de ocorrência das cirrus.

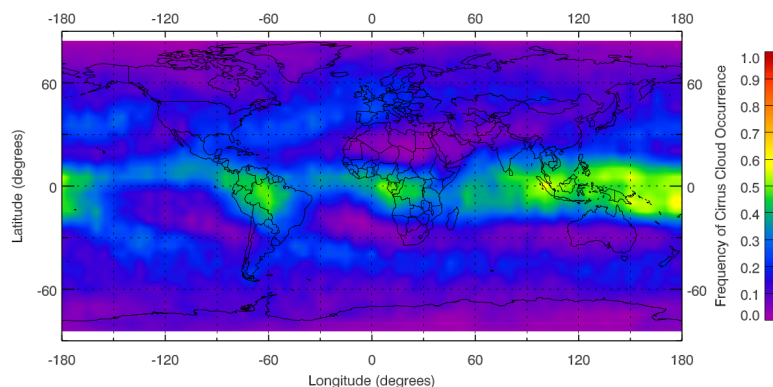


Figura 1.2: Mapa de frequência de ocorrência média para nuvens cirrus identificadas pelo conjunto CloudSat/CALIPSO, dentro de uma grade de 5° por 5°. O período analisado no estudo foi de junho de 2006 a junho de 2007. Fonte: Sassen et al. (2008).

Pelo mapa nota-se que os locais onde mais se observam cirrus são a região amazônica, o centro-sul do continente africano e o oeste do Pacífico, todos nos trópicos. Sabe-se que a zona tropical é aquela com maior incidência de radiação solar ao longo do ano, e portanto o balanço radiativo planetário depende fortemente das interações entre componentes atmosféricos e a radiação de comprimentos de onda curtos e longos nessa faixa de latitude.

Nuvens altas absorvem radiação infravermelha oriunda da superfície terrestre, reemitindo-a de acordo com a temperatura em que se encontram, processo que auxilia no aprisionamento do fluxo radiativo na troposfera e portanto torna essas nuvens agentes de efeito estufa (Liou, 2002). A Figura 1.3 traz um esquema do balanço radiativo na atmosfera terrestre.

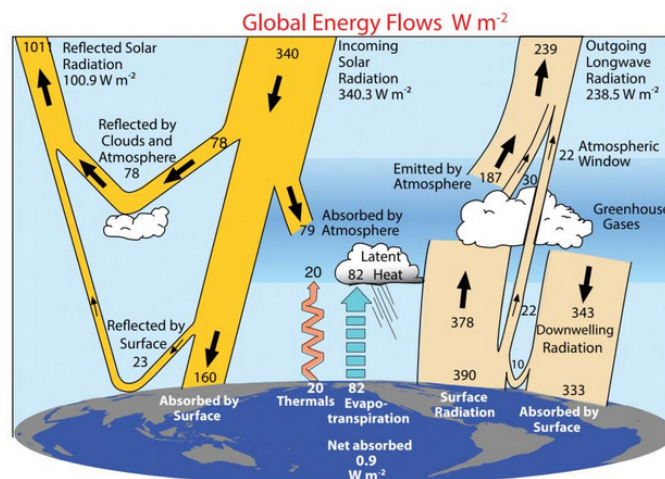


Figura 1.3: Esquema do balanço global de energia na atmosfera. Fonte: Trenberth (2022).

Desse diagrama, nota-se que as nuvens podem tanto participar da etapa de reflexão da luz solar com o seu albedo (contribuindo globalmente com parte dos $78 W/m^2$ refletidos ao espaço), quanto na etapa de reemissão de radiação infravermelha, ou radiação térmica, de volta à superfície (liberando uma parcela dos $343 W/m^2$ direcionados ao solo). A predominância de um efeito ou de outro vai depender das propriedades microfísicas (perfil da distribuição de tamanho dos cristais de gelo) e macrofísicas (profundidade óptica e espessura), além das condições de temperatura e altitude nas quais elas se formam.

Nuvens constituídas por gotículas de água, tais como nuvens baixas, ou por cristais de gelo com grandes dimensões normalmente podem ser aproximadas como corpos negros ou quase negros. Nessa condição o efeito radiativo depende essencialmente da temperatura T_c da nuvem. Entretanto para nuvens frias cuja população é de pequenos cristais de gelo, o tratamento como corpo negro já não pode ser aplicado, e a estimativa do efeito radiativo de nuvem se torna mais complexa (Liou, 2002). Woods et al. (2018) observaram que em nuvens de gelo, a concentração de cristais menores aumenta em altitudes maiores, além do formato se tornar cada vez menos complexo. Isso significa que quanto maior for a altitude onde a nuvem de gelo se encontrar, menor será o tamanho médio dos cristais de gelo constituintes e mais opticamente fina essa nuvem vai ser. Com isso haverá maior contribuição para o efeito de estufa do que para o efeito de albedo (Figura 1.4), o qual em média para nuvens frias é de 10,5 %, segundo Liou (2002).

Haladay and Stephens (2009) estimaram um efeito radiativo de nuvem (CRE, *Cloud Radiative Effect*) de $3,93 W/m^2$ nos trópicos para cirrus finas, considerando o balanço total entre onda curta e onda longa. Foram levadas em consideração todas as situações de nebulosidade observadas envolvendo cirrus sobre os trópicos, seja com nuvens inferiores presentes ou não. Para a condição de cirrus finas isoladas, o CRE total médio calculado nos trópicos foi de $1,65 W/m^2$. Wallace and Hobbs (2006) comentam que cirrus subvisuais também manifestam efeito radiativo líquido correspondente a aquecimento na superfície

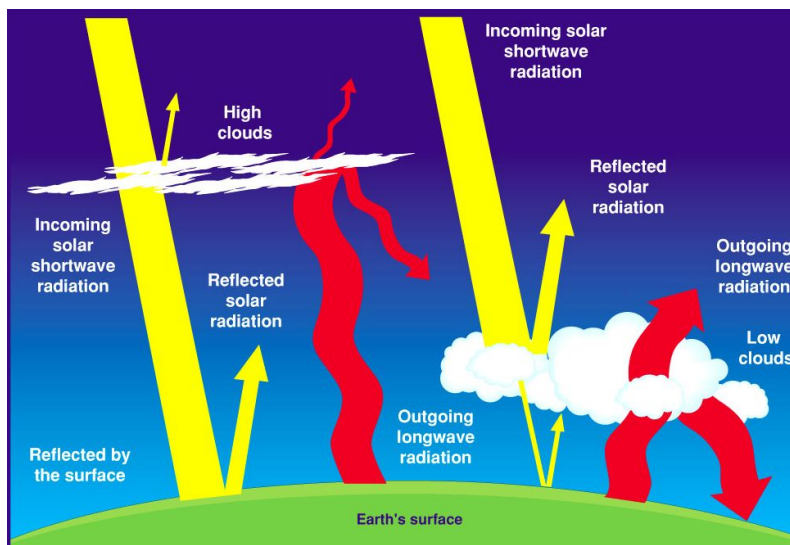


Figura 1.4: Nuvens altas como as cirrus são quase transparentes para a radiação solar, interagindo principalmente com a radiação terrestre, já as nuvens baixas apresentam efeito maior de albedo. Fonte: <https://visibleearth.nasa.gov>

terrestre, coerente com o descrito acima.

Entender como as nuvens alteram o balanço radiativo é crucial para o desenvolvimento de modelos numéricos que caracterizem a dinâmica atmosférica adequadamente (Stevens and Bony, 2013). Nuvens e também os aerossóis apresentam enorme variabilidade espacial e temporal, não estando distribuídos de maneira uniforme sobre a superfície terrestre e nem na vertical, o que dificulta sua representação nas simulações. De fato as maiores incertezas nas previsões a respeito do clima futuro se relacionam com incertezas na distribuição e nas propriedades de nuvens e aerossóis, nas interações entre estes, bem como limitações na sua representação nos modelos climáticos (Solomon et al., 2007), algo que tem persistido nas últimas décadas (Stocker et al., 2013; Arias et al., 2021). Observa-se então que as nuvens cirrus exercem um papel importante na atmosfera, principalmente na região tropical, e que há uma grande necessidade de estudos visando justamente a caracterização e climatologia delas. Apesar disso, são poucos os trabalhos encontrados que trazem medidas de nuvens cirrus sobre florestas tropicais como a da bacia amazônica. Baars et al. (2012) por exemplo, fizeram um estudo focado em aerossóis na região amazônica utilizando observações de um lidar (*Light Detection and Ranging*) Raman instalado em um sítio ao norte de Manaus-AM, e registraram apenas um caso de nuvem cirrus.

Entre os trabalhos de destaque nessa temática, Alves et al. (2007) usaram dados extraídos de imagens de satélites do *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) para estudar possíveis oscilações que influenciam na cobertura de nuvens sobre a Amazônia Central. Foram analisados 12 anos de dados, entre 1983 a 1994. As porcentagens obtidas para cobertura total de nuvens na região variavam de 48 para 81 % entre as estações seca e úmida, respectivamente, enquanto que para nuvens altas esse intervalo ia de 28

a 72 %, e para nuvens convectivas, de 9 a 36 %. No que tange à variação interanual, foram observadas alterações mais expressivas na cobertura das nuvens altas do que nas demais nuvens, alterações essas que se mostraram sensíveis aos ciclos anuais, interanuais, e também às oscilações associadas com El Niño e La Niña. [Gouveia et al. \(2017\)](#) realizaram a caracterização de propriedades ópticas e geométricas de cirrus sobre a cidade de Manaus, utilizando dados de um sistema lidar em solo. Com a pesquisa obtiveram frequências de ocorrência mais elevadas do que as relatadas para as regiões tropicais, ficando acima de 50 % na estação seca e alcançando 88 % durante a estação chuvosa. As cirrus subvisuais apresentaram maior percentual de frequência de ocorrência (41,6 %) em comparação com as cirrus finas (37,8 %) e opacas (20,5 %), com uma distribuição vertical não uniforme das nuvens, além de maior ocorrência de finas e subvisuais em regiões próximas da tropopausa. As análises compreenderam o período de julho de 2011 a junho de 2012, totalizando 1 ano de dados, o que não permite analisar tendências de longo prazo. [Gouveia \(2018\)](#) usou um algoritmo de detecção desenvolvido pelo próprio autor ([Gouveia, 2014](#)) para a identificação de nuvens cirrus sobre Manaus no mesmo período (julho de 2011 a junho de 2012), trazendo estatísticas sobre as propriedades ópticas e geométricas dessas nuvens, além de estimar suas forçantes radiativas. A Figura 1.5 apresenta os histogramas obtidos por [Gouveia \(2018\)](#), em relação a algumas das propriedades estudadas.

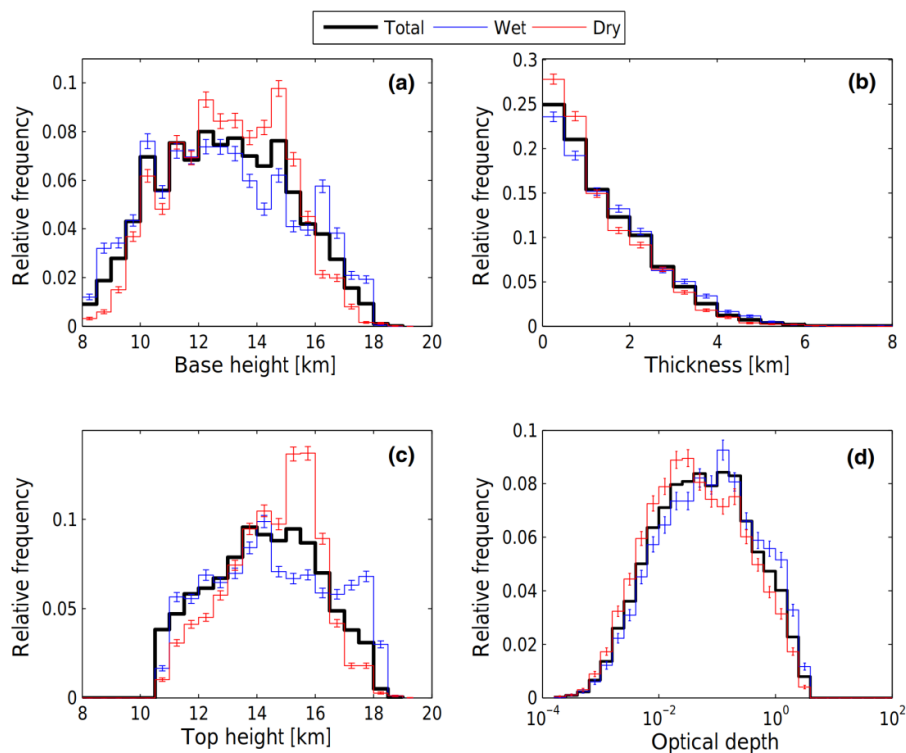


Figura 1.5: Histogramas normalizados de (a) altura da base (b) espessura geométrica (c) altura do topo e (d) profundidade óptica das nuvens, separado entre as estações chuvosa (azul), seca (vermelho) e total (preto), conforme obtido por [Gouveia \(2018\)](#). As barras de erro indicam a incerteza de estatísticas de contagem.

Desses histogramas observou-se que durante a estação seca há predominância de cirrus subvisuais sobre Manaus, ao passo que na estação úmida o pico de COD se encontra na faixa das cirrus finas. O autor também concluiu que as cirrus identificadas ocasionam um aquecimento de aproximadamente 1,2 K/dia na região entre 8 e 18 km dentro da nuvem, ultrapassando 10 K/dia onde houver maior conteúdo de gelo.

[Sena et al. \(2018\)](#) investigaram a variabilidade no ciclo sazonal de convecção na bacia amazônica, analisando também os mecanismos físicos que poderiam ocasionar as mudanças observadas. Para isso utilizaram dados de nuvens obtidos do ISCCP (produto D1), bem como dos *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES)-6, -7, -8 e -12, complementando com médias mensais de parâmetros meteorológicos estimados pelo *European Centre for Medium Range Weather and Forecast* (ECMWF) Reanalysis, ERA-Interim/Land e ERA-Interim. O período de análise foi de julho de 1983 a dezembro de 2009. Foi observada uma redução significativa na cobertura de nuvens ao longo das últimas décadas, com pico na taxa de redução de até 6 % por ano (ocorrente às 1200 UTC, 0800 LT) nas regiões central e leste da Amazônia. Os autores também descobriram que a queda na fração de cobertura de nuvens altas é o principal fator contribuindo para essa redução na cobertura das nuvens em geral sobre a região amazônica, fato que motiva a presente pesquisa na investigação das tendências com as nuvens cirrus. Outros trabalhos, fora da Amazônia mas ainda na região tropical, como [Pandit et al. \(2015\)](#) e [Comstock et al. \(2002\)](#), também fazem caracterização de cirrus através de dados obtidos por lidar em solo. Uma tabela contendo os estudos mais recentes é apresentada em [Gouveia \(2018\)](#).

Tendo em vista os estudos apresentados até aqui, o objetivo principal do presente trabalho foi realizar a caracterização das nuvens cirrus sobre a Amazônia e avaliar se existem tendências de médio prazo significativas. Utilizamos dados do lidar CALIOP, a bordo do satélite CALIPSO, estendendo o trabalho realizado por [Gouveia et al. \(2017\)](#) para toda a Amazônia e para o período 2006 a 2019. Apresentamos uma climatologia das cirrus incluindo frequência de ocorrência, propriedades ópticas e geométricas (altura de base e topo, espessura geométrica, profundidade óptica) médias para toda a região e período estudado. Então avaliamos a sua distribuição espacial e estimamos as possíveis tendências futuras no comportamento dessas propriedades.

No próximo capítulo será apresentada uma revisão da literatura sobre medições de nuvens cirrus usando dados do CALIOP. O Capítulo 3 aborda os aspectos teóricos que servem como base para o funcionamento de um lidar, discutindo o processo de espalhamento de radiação na atmosfera, a equação do lidar, e como a polarização do sinal por parte de nuvens ou aerossóis pode trazer informações a respeito destes componentes atmosféricos. O Capítulo 4 trata da metodologia empregada para a obtenção dos resultados, falando do lidar CALIOP e como seus dados foram utilizados. No Capítulo 5 são tratados os resultados encontrados bem como as discussões levantadas sobre os mesmos, e no Capítulo 6 são apresentadas as conclusões e perspectivas para trabalhos futuros.

Capítulo 2

Revisão da literatura

Historicamente o primeiro estudo feito usando dados de um lidar dentro do âmbito meteorológico é associado a [Collis \(1966\)](#), e nesse estudo são abordadas justamente observações de nuvens cirrus, mostrando que esse enfoque esteve presente desde o início das análises com lidar na atmosfera. Na [Figura 2.1](#) é mostrado um registro de sinal de cirrus, apresentado em [Collis \(1966\)](#).

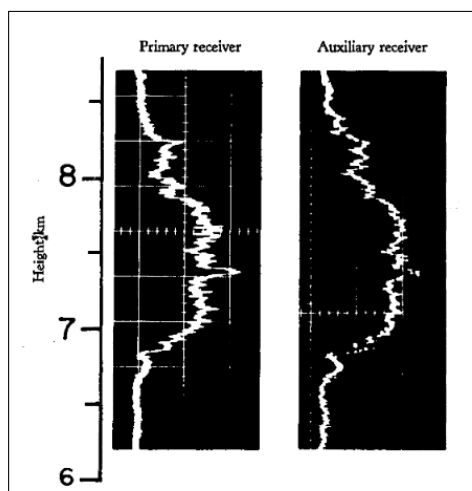


Figura 2.1: Observações simultâneas de cirrus em 4 de outubro de 1965, mostrando retornos de uma nuvem cirrus detectada tanto com o lidar (SRI Mark II 1965, identificado na figura como *Primary receiver*) quanto um receptor auxiliar (*Auxiliary receiver*) localizado a 17 m de distância do lidar. Fonte: [Collis \(1966\)](#).

Os primeiros instrumentos lidar existentes foram aqueles operados em solo, como o utilizado por Collis, fixos num ponto específico. Isso permite um acompanhamento contínuo e com alta precisão da atmosfera sobre a região onde o instrumento se encontra. Porém, a observação de cirrus com lidars apresenta certas limitações, algumas das quais foram superadas com o advento dos lidars aéreos ou de satélite. Lidars em solo comumente ficam direcionados para cima, apresentando um pequeno desvio do zênite, e portanto as nuvens inferiores que passam sobre o instrumento podem bloquear o sinal vindo das nuvens mais elevadas, como as próprias cirrus. Entretanto um lidar transportado por satélite fica direcionado para o solo, e com isso medições de nuvens elevadas são menos afetadas devido à atenuação por nuvens inferiores. Além disso, por estar orbitando a centenas de quilômetros de altitude, o instrumento poderá cobrir uma porção maior da atmosfera

(Winker et al., 2010). Vale ressaltar que lidars a bordo de satélite e em superfície podem fornecer medidas complementares, tendo em vista que o primeiro consegue detectar a base das nuvens com maior acurácia do que o topo, enquanto que o segundo detecta o topo com maior acurácia em relação à base.

O primeiro experimento de lidar em satélite foi o *Lidar In-Space Technology Experiment* (LITE), da missão *Space Transportation System* (STS)-64. LITE era voltado para a observação de nuvens e aerossóis, e sua missão foi realizada em 1994 a bordo do ônibus espacial *Discovery* (Winker et al., 1996, 2006). Além disso apresentava uma alta sensibilidade de detecção, por conta de sua baixa órbita e elevada energia dos pulsos laser. O segundo projeto de lidar em órbita foi o *Geoscience Laser Altimeter System* (GLAS), a bordo do *Ice, Cloud, and Altimeter System* (ICESat) (Winker et al., 2009). GLAS possuía canais de detecção em 532 e 1064 nm, eficazes na distinção de nuvens e aerossóis.

Em abril de 2006 foi então lançado o satélite *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations* (CALIPSO), transportando o lidar *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization* (CALIOP). O projeto do CALIPSO é fruto de uma cooperação entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e o *Centre National d'Études Spatiales* (CNES), e traz o primeiro lidar de satélite com recurso de polarização ortogonal, além de ser pioneiro nas observações de longo prazo da atmosfera (Winker et al., 2006, 2010). O lidar foi projetado com um intervalo dinâmico¹ tal que cobrisse o espectro de retroespalhamento tanto molecular quanto de aerossóis e nuvens, diferente do apresentado pelo GLAS e pelo LITE (Winker et al., 2006).

No restante deste capítulo será apresentada uma revisão realizada sobre a literatura existente, a respeito de estudos de nuvens cirrus usando dados do satélite CALIPSO. Tratam-se de trabalhos de nível global ou regional, e para este último caso o enfoque foi dado em alguma região dos trópicos, se não a faixa tropical inteira.

2.1 Estudos sobre as propriedades geométricas e ópticas

Sassen et al. (2008) estudaram dados combinados entre CALIPSO e CloudSat em escala global, dentro do período de junho de 2006 a junho de 2007, registrando frequências globais e sazonais de cirrus, além de suas alturas e espessuras obtidas com o primeiro ano de dados coletados pelo CALIPSO. Os autores estimaram uma média global de 16,7 % para a frequência de ocorrência de cirrus, com valores próximos de 60 % nos trópicos. As cirrus observadas se encontravam em altitudes maiores na faixa tropical, diferentemente das cirrus de latitudes médias ou elevadas (ver Figura 2.2).

Min et al. (2010) usaram dados do CALIPSO entre junho de 2006 e maio de 2008 para estudar a razão lidar (*Lidar Ratio*, ou razão entre os coeficientes de extinção e

¹Do inglês *dynamic range*, fator de contraste entre o maior e o menor sinal mensurável pelo instrumento (Chaurasiya and Ramakrishnan, 2013).

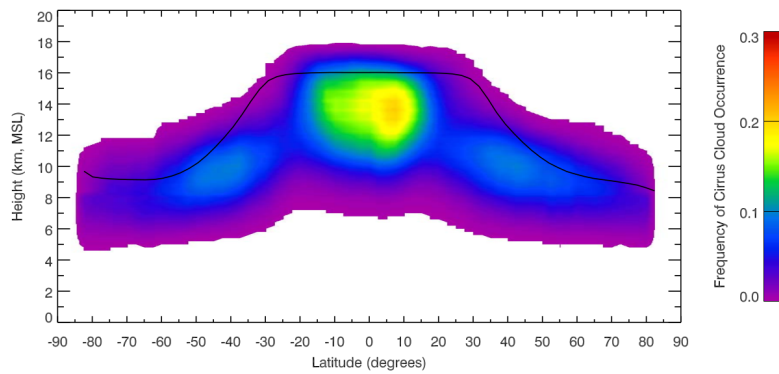


Figura 2.2: Frequência de ocorrência das cirrus em função da altitude e da latitude, com intervalo de 0,2 km na altitude e 2,5° na latitude, no período de junho de 2006 a junho de 2007. A linha preta corresponde à altura média da tropopausa, no mesmo período. Fonte: [Sassen et al. \(2008\)](#).

retrospalhamento no sinal lidar) de nuvens cirrus sobre a China, com estatísticas acerca de variabilidade espacial e temporal. De acordo com o estudo, obtiveram uma razão lidar média de 24, sem variações mensais ou sazonais proeminentes mas com valores maiores para latitudes mais baixas. [Martins et al. \(2011\)](#) mapearam cirrus regulares e subvisuais em escala global através do uso de dados do CALIPSO, dentro da faixa entre junho de 2006 a dezembro de 2008. Foram ainda investigadas correlações entre propriedades como espessura geométrica e temperatura no meio da nuvem, e as componentes do vento, a partir de reanálises do ECMWF. Na Figura 2.3 é mostrado um importante resultado do trabalho, indicando uma notável diferença na altitude de topo das cirrus entre os trópicos e latitudes médias, com as nuvens SVC apresentando comportamento similar às cirrus em geral para as três propriedades representadas.

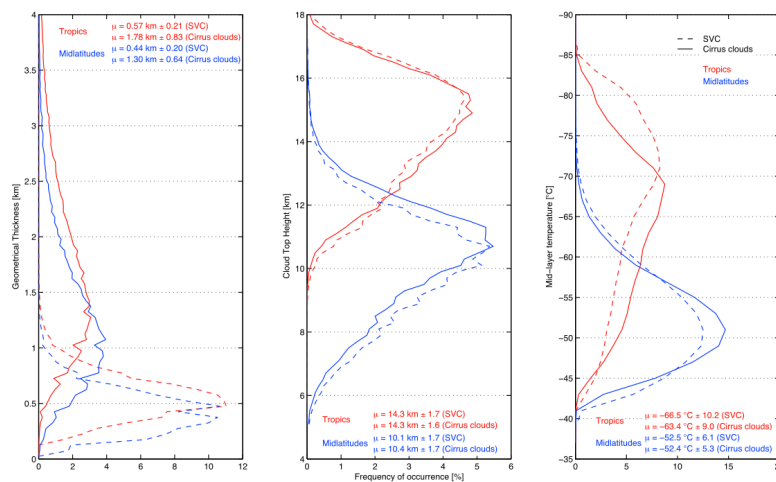


Figura 2.3: Distribuições de espessura geométrica (esquerda), altitude de topo das nuvens (meio) e temperatura no meio da camada de nuvem (direita), para nuvens SVC (linhas tracejadas) e cirrus em geral (linhas sólidas). Fonte: [Martins et al. \(2011\)](#).

[Veglio and Maestri \(2011\)](#) apresentam estatísticas quase globais de frequência de

ocorrência e distribuição de propriedades de cirrus em geral e, pela primeira vez, também para cirrus com altitudes horizontalmente homogêneas, utilizando dados do CALIPSO referentes ao ano de 2008. Foi observado que cirrus tropicais horizontalmente homogêneas possuem altitude de topo e temperatura de ponto médio superiores, bem como profundidades ópticas inferiores, àquelas apresentadas por cirrus de latitudes médias. [Zhu \(2011\)](#) fez uso de dados de 2007 e 2008 do CALIPSO em conjunto com modelos de cristal de gelo e de transferência radiativa, para investigar nuvens cirrus globalmente, tendo foco na análise de propriedades macro e microfísicas. O estudo encontrou importantes diferenças na fração de cobertura entre os dados do CALIPSO e do *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)*, que o autor atribuiu a uma deficiência do ISCCP. Além disso foram realizadas análises sobre a variabilidade da Razão de Despolarização Linear (*Linear Depolarization Ratio*), parâmetro também importante na investigação dos efeitos radiativos de nuvens de gelo. Dentre os resultados, foi identificado que as nuvens cirrus são menos presentes em zonas de alta pressão, e mais abundantes onde ocorre a circulação sazonal de monções.

[Wang and Dessler \(2012\)](#) analisaram medições de vapor d'água do *Aura Microwave Limb Sounder (MLS)* e também medições de conteúdo de gelo (*Ice Water Content*) com dados do CALIPSO, para o período de dezembro de 2007 a novembro de 2009, na faixa 30°N – 30°S e para quatro níveis diferentes de temperatura. Com isso foram estudadas tanto nuvens cirrus ocorrentes na Camada de Transição da Tropopausa tropical (*Tropopause Transition Layer*, ou TTL) quanto cirrus específicas de origem convectiva, revelando que cirrus encontradas próximas da tropopausa apresentam maior probabilidade de serem de origem convectiva. [Campbell et al. \(2015\)](#) investigaram dados do CALIPSO de 2012 buscando limiares que distingam a presença de nuvens cirrus em medições de lidar autônomas, com base em temperatura, altitude, profundidade óptica e fase das nuvens. Foram feitas estatísticas a respeito das propriedades ópticas e geométricas das cirrus de acordo com o limiar selecionado, bem como para diferentes faixas de latitude. Na Tabela 2.1 por exemplo, são mostradas informações a respeito das amostras de nuvem identificadas com o limiar de temperatura de topo da nuvem $T \leq -37^{\circ}\text{C}$, para diferentes faixas de latitude (ϕ). Pela Tabela, cirrus tropicais foram relatadas com altitude média de base em 12,27 km e topo em 14,50 km, de fato coerentes com os resultados apresentados por [Sassen et al. \(2008\)](#), o mesmo ocorrendo com as respectivas temperaturas.

[Saito et al. \(2017\)](#) desenvolveram um algoritmo baseado em estimativa otimizada para inferir propriedades de nuvens cirrus como espessura óptica, raio efetivo de nuvem, fração de cristal de gelo do tipo placa (incluindo placas orientadas quase horizontalmente), e grau de rugosidade na superfície dos cristais a partir de dados do CALIPSO. Foi feita uma análise global para abril de 2007, quando o ângulo de desvio do nadir no CALIPSO era de 0,3°. Com o trabalho, os autores mostraram que placas quase horizontalmente orientadas em cirrus possuem dependência significativa com a temperatura, além de afetarem

Tabela 2.1: Média de propriedades das nuvens cirrus identificadas pelo CALIOP, de acordo com as faixas de latitude ϕ . Fonte: Adaptado de [Campbell et al. \(2015\)](#).

| | $\phi = \text{todos}$ | $ \phi \leq 30^\circ$ | $30^\circ < \phi \leq 60^\circ$ | $ \phi > 60^\circ$ |
|------------------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------------------|---------------------|
| Altura da base (km) | 8,76 | 12,27 | 7,84 | 5,43 |
| Altura do topo (km) | 11,15 | 14,50 | 10,25 | 8,00 |
| Temp. da base ($^\circ\text{C}$) | -42,40 | -51,95 | -36,47 | -36,69 |
| Temp. do topo ($^\circ\text{C}$) | -58,48 | -67,59 | -53,09 | -52,77 |
| COD 532 nm | 1,18 | 1,02 | 1,43 | 1,16 |
| Amostras | 15327653 | 5805133 | 4684873 | 4837647 |

notavelmente a razão lidar quando as nuvens se encontram a temperaturas acima de -40°C . Já [Tang et al. \(2018\)](#) buscaram inferir a profundidade óptica de nuvens cirrus semitransparentes em camadas individuais (*single layer*) sobre o oceano, globalmente e para 2008, porém adotando uma abordagem sem assumir um valor único para a razão lidar média. A profundidade óptica foi determinada diretamente de medições de retroespalhamento obtidas pelo CALIOP em conjunto com dados de velocidade do vento na superfície do mar, obtidos com o instrumento AMSR-E a bordo do satélite Aqua. Como principal resultado, a média global de COD se mostrou cerca de 14 % maior do que os valores determinados com a versão 4 do algoritmo de retrieval de extinção do CALIOP.

2.2 Estudos sobre o mecanismo de formação

Os dois primeiros anos de dados do CALIPSO são usados por [Virts \(2009\)](#) para investigar mecanismos de formação e ambientes característicos das nuvens cirrus na TTL, fazendo uso de perfis de temperatura em dois sítios de observação por radiossonda no pacífico oeste tropical. Virts observou que a assinatura das cirrus TTL são centradas 30° a leste dos centros convectivos associados, apontando também que a média tropical da fração de cirrus TTL é modulada pela Oscilação de Madden-Julian.

[Riihimaki and McFarlane \(2010\)](#) utilizaram perfis de cirrus entre julho de 2006 e junho de 2009 na TTL, identificados pelo CALIPSO, com o propósito de examinar conexões entre propriedades de nuvens nessa camada e processos de convecção profunda. O estudo apresenta distribuições de frequência para diferentes propriedades microfísicas das cirrus, distinguindo entre cirrus presentes em condição de céu limpo e aquelas presentes em regiões com convecção profunda, e inclusive identificando que cirrus de TTL possuem maior COD quando encontradas sobre nuvens espessas do que as cirrus TTL encontradas em condição de céu limpo durante o dia. [Virts and Wallace \(2010\)](#) fizeram uso de campos de nuvem (*Cloud Fields*) criados com base em três anos de dados do CALIPSO, de junho de 2006 a junho de 2009, para investigar a relação da Oscilação de Madden-Julian,

do ciclo anual e do *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO), com as cirrus TTL sobre o oeste do pacífico. Com isso, observaram que o ciclo anual das cirrus na base da TTL é equatorialmente assimétrico, diferentemente do que ocorre nas regiões mais elevadas dessa camada. Em outro trabalho publicado no mesmo ano (Virts et al., 2010), eles investigaram a variabilidade espacial e temporal da fração de nuvem cirrus TTL no mesmo período e na mesma região, porém dessa vez fazendo uma análise conjunta entre dados do CALIPSO e campos do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis – Interim* (ERA-Interim), e também perfis de temperatura de radiossondas. O estudo indicou que as cirrus TTL equatoriais se encontram principalmente confinadas no ramo ascendente da célula de Hadley dentro de $\sim 15^\circ$ a partir do equador, tendo máxima fração de nuvem entre 14 e 15 km de altitude. Outro ponto importante foi a relação obtida entre a distribuição espacial das nuvens com fatores dinâmicos como a propagação de ondas de Kelvin na atmosfera ou campos de velocidade verticais em escala planetária.

Berry (2011) definiu eventos de cirrus em mesoescala usando uma máscara de nuvem combinada entre CALIPSO e CloudSat, e também dados de temperatura para o ano de 2007 na bacia do Atlântico. Juntamente, dados de reanálise do NCEP/NCAR são usados para determinar os ambientes nos quais os eventos de cirrus ocorrem. A categorização dos eventos de cirrus resultou em seis clusters dinâmicos: cirrus de camada única, cirrus espessa e nuvem baixa, cirrus alta, cirrus profunda, nuvem mista e cirrus espessa, e nuvem baixa. Reverdy et al. (2012) investigaram se nuvens subvisíveis seguem os mesmos mecanismos de formação que a população de cirrus tropicais gerais, ou se sítios de nucleação de gelo específicos e espécies residuais (*trace species*) afetam a sua formação. A análise foi restrita à faixa tropical com uma divisão em cinco grandes regiões (Ásia, região asiática de anticiclone de monções, pacífico central, América Central e África), e foram usados dados do CALIPSO entre junho de 2006 e dezembro de 2008, além do modelo TRACZILLA para resolver retrojetórias. Os resultados indicaram que aproximadamente 20 % das massas de ar que levam à formação das cirrus subvisuais interagiram com atividade convectiva 5 dias antes de formarem essas nuvens, e também que a produção de nuvens SVC aparentou estar intimamente ligada com convecção sobre a África e América Central, principalmente nos meses de junho a agosto.

Virts and Wallace (2014) analisaram observações de temperatura, nuvens cirrus opticamente finas e gases residuais derivados do *Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate* (COSMIC), do CALIPSO, e do MLS, conjuntamente com campos de vento e umidade do ECMWF Reanalysis (ERA-Interim), na TTL e usando a Oscilação de Madden-Julian como “sinal transportador”. Foram estudados dados entre junho de 2006 e junho de 2010, focados na região tropical, e os resultados obtidos correlacionam a ocorrência de cirrus com as taxas de aquecimento radiativo associadas. Desse estudo observou-se que um resfriamento adiabático associado com o processo de ascensão por ondas (*wave-driven ascent*) na atmosfera dá origem a regiões de escala planetária com

umidade e cirrus TTL desenvolvidas, e vice-versa. Krämer et al. (2020) apresentam climatologias de sensoriamento remoto por aeronave *in situ* e por satélite, de nuvens cirrus e de umidade. Foi desenvolvida uma extensa base de dados para parâmetros meteorológicos, a partir de 150 voos em 24 campanhas de aeronave, contando também com a derivação da concentração numérica de cristais de gelo através de um algoritmo alimentado por observações do CALIPSO e do CloudSat entre junho de 2006 e dezembro de 2016. Os resultados sugeriram que cirrus mais espessas de origem líquida são predominantes em altitudes inferiores, para quaisquer latitudes, enquanto que para altitudes elevadas a presença maior é de cirrus mais finas de origem *in situ*.

Chang and L'Ecuyer (2020) utilizam perfis de temperatura obtidos de rádio ocultação (*radio occultation temperature retrievals*) e camadas de nuvens pelo CALIPSO, no período de 2007 a 2013, para entender como perturbações das ondas de gravidade modulam a ocorrência de nuvens cirrus. Concluíram que a fase fria das ondas de gravidade é favorável às nuvens da TTL, principalmente onde o gradiente vertical de anomalias de temperatura é negativo. Já Nee and Lu (2021) investigaram nuvens cirrus no que tange a migrações sazonais, com base em 3 anos de dados (dezembro de 2008 a fevereiro de 2012) de observações do CALIOP. Nesse estudo, distribuições de cirrus são analisadas em dois grupos de altitude, inferior e superior a 15 km, no equador e em faixas tropicais dos hemisférios norte e sul. Os resultados do estudo indicaram que as cirrus baixas tendem a migrar para os extra trópicos durante o verão, e também que as cirrus elevadas se apresentam dissociadas da Zona de Convergência Intertropical, entre as estações.

2.3 Estudos sobre frequência de ocorrência

Cardona (2008) analisou distribuições de nuvens cirrus finas e espessas nos trópicos usando dados do CALIPSO no período de dezembro de 2006 a novembro de 2007. O estudo foi feito para os níveis de 121, 100 e 82 hPa, trazendo importantes resultados que mostram a íntima relação entre atividade convectiva, umidade relativa em relação ao gelo, e a presença das nuvens cirrus. Além disso, Cardona fornece o primeiro mapa de frequência de ocorrência de cirrus sobre os trópicos, produzido com dados do CALIPSO, e também mostrou que as maiores frações de nuvem são vistas com valores de radiação de onda longa representativos de atividade convectiva e elevada umidade relativa com relação ao gelo.

Nazaryan et al. (2008) realizaram algo similar porém em âmbito global com cirrus mais elevadas (*top-layer cirrus*) para o período entre junho de 2006 e junho de 2007, onde observaram frequências de ocorrência de até 70 % sobre a região tropical na faixa de longitudes entre 100° e 180°E, bem como notáveis movimentações latitudinais das cirrus com as estações. Sassen et al. (2009) utilizaram 2 anos de dados (começando em junho de 2006) combinados entre CALIPSO e CloudSat, para estudar tanto cirrus

quanto nuvens de convecção profunda. Identificaram que a maioria das cirrus subvisuais se encontra sobre os oceanos na faixa tropical, enquanto que as cirrus finas apresentavam maior ocorrência sobre massas de terra equatoriais e no oeste do Pacífico. Já as cirrus opacas se mostraram mais espalhadas globalmente, com maior ocorrência sobre o oceano. [Massie et al. \(2010\)](#) analisaram medições de frequência de ocorrência de nuvens cirrus na troposfera tropical superior, com base em dados do sensor *High Resolution Dynamics Limb Sounder* (HIRDLS) a bordo do satélite AURA e do CALIPSO, de setembro de 2006 a agosto de 2007. A comparação entre CALIPSO e HIRDLS mostrou grande similaridade nos resultados dentro da faixa estudada (entre 15 e 17 km de altitude), para frequência de ocorrência de cirrus finas. O conjunto de mapas da Figura 2.4 reflete essa correspondência, mostrando a variabilidade sazonal na frequência de ocorrência de cirrus.

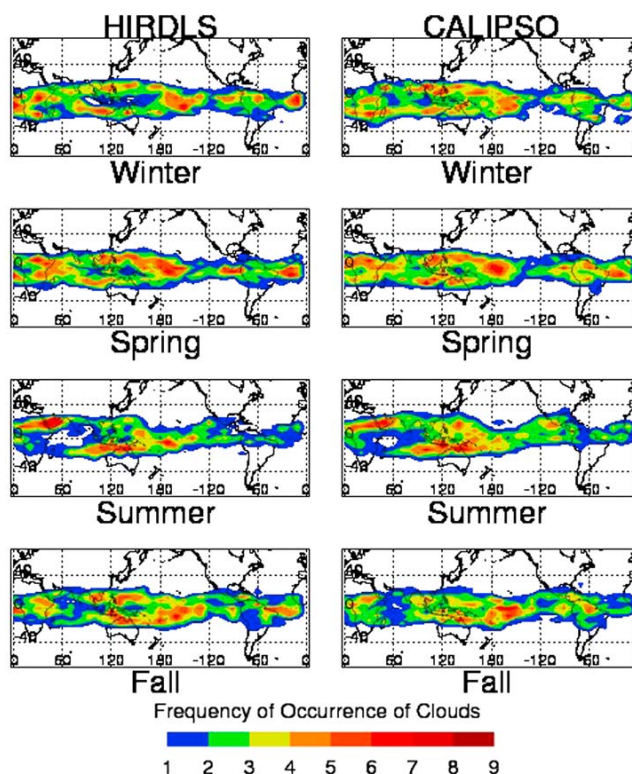


Figura 2.4: Variabilidade sazonal na frequência de ocorrência de camadas de cirrus isoladas, no nível de 121 hPa e 15 km, entre dados do HIRDLS e do CALIPSO. Fonte: [Massie et al. \(2010\)](#).

[Schwartz and Mace \(2010\)](#) examinaram estatísticas de co-ocorrência usando dados do CloudSat combinado com dados do CALIPSO, para analisar a variabilidade espacial de cirrus na TTL, juntamente com sua tendência de ocorrerem com ou sem nuvens abaixo delas, durante o período de julho de 2006 a junho 2007. A pesquisa revelou que, na presença de nuvens baixas, as cirrus são mais prováveis de ocorrer se essas nuvens baixas possuírem profundidade moderada (3 a 10 km) e menos prováveis se as nuvens baixas forem mais profundas (mais de 10 km). A Figura 2.5 apresenta um dos principais resultados obtidos no trabalho, mostrando um paralelo feito entre a ocorrência de cirrus e a presença

de nuvens inferiores.

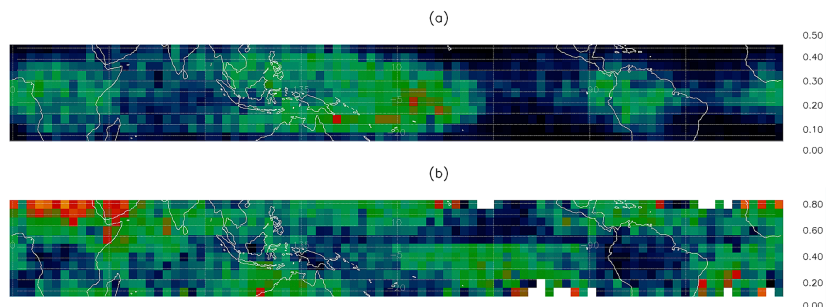


Figura 2.5: (a) Frequência de ocorrência de cirrus TTL nos trópicos, sobre grade de $4^\circ \times 4^\circ$. (b) Dada a presença de cirrus TTL, a probabilidade de não haver camadas de nuvem inferiores. Fonte: [Schwartz and Mace \(2010\)](#).

Pela Figura 2.5 é possível notar que na Amazônia a frequência de ocorrência de cirrus TTL é relativamente elevada, e também nessa região há grandes chances de as cirrus serem observadas com nuvens abaixo delas, o que dificultaria as medições feitas dessas nuvens por lidars em solo.

[Zou et al. \(2020\)](#) utilizaram dados do *Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding* (MIPAS), entre junho de 2006 e maio de 2012, para investigar a distribuição global e sazonal de nuvens cirrus estratosféricas, bem como comparar os resultados do MIPAS com aqueles derivados do CALIPSO. As estatísticas levantadas apontam uma maior frequência de ocorrência das cirrus estratosféricas nos trópicos (dentro de $\pm 20^\circ$) durante os meses de dezembro a fevereiro (15 %), e com baixa nos meses de junho a agosto (8 %), acompanhando o ciclo sazonal. Eles também observaram uma maior frequência de cirrus acima da tropopausa na região tropical em relação às latitudes médias (Figura 2.6), o que poderia estar associado a maior frequência de convecção profunda.

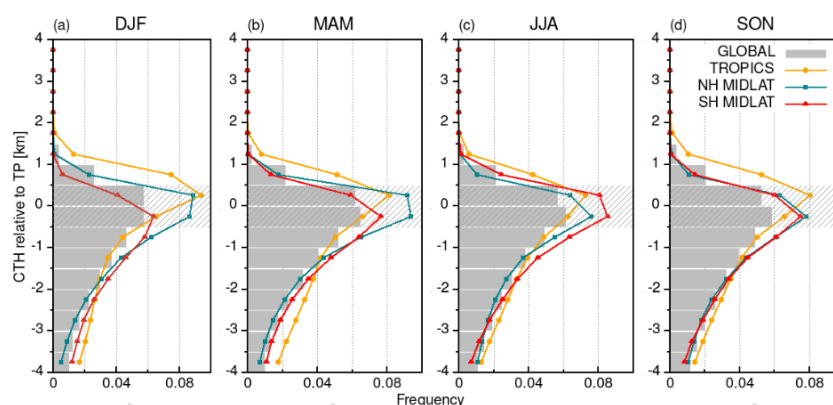


Figura 2.6: Distribuições verticais de altura de topo das nuvens cirrus em relação à altura da tropopausa, para as quatro estações do ano: (a) dezembro a fevereiro, (b) março a maio, (c) junho a agosto, e (d) setembro a novembro. Fonte: [Zou et al. \(2020\)](#).

2.4 Estudos sobre a forçante radiativa

Haladay and Stephens (2009) fizeram uma análise combinada entre CALIPSO e CloudSat para estudar cirrus finas tropicais dentro da faixa 20°N – 20°S, no período de julho de 2006 a junho de 2008. É o primeiro trabalho a fornecer estimativas quantitativas do efeito radiativo de cirrus finas na atmosfera tropical, inclusive considerando a presença ou não de nuvens inferiores às camadas de cirrus. Com o estudo estimou-se que essas nuvens, isoladamente, representam uma fonte de aquecimento por infravermelho da atmosfera tropical em aproximadamente $20,6 \text{ W/m}^2$, numa média instantânea, ou em cerca de 4 W/m^2 na média sobre os trópicos.

Davis et al. (2010) compararam dados de um lidar a bordo de avião, durante o experimento *Tropical Composition, Clouds, and Climate Coupling* (TC⁴) na região costeira do Pacífico na América Central, com dados do CALIPSO, para validar a identificação de nuvens cirrus subvisíveis pelo CALIPSO em períodos diurnos e noturnos em julho-agosto de 2007. Os autores analisaram em específico uma camada de nuvem cirrus ultrafina (profundidade óptica de aproximadamente 0,0006), examinando tanto propriedades microfísicas quanto o impacto radiativo da camada na tropopausa. Foram encontradas taxas de aquecimento de $0,03\text{-}0,1 \text{ K dia}^{-1}$ para a camada estudada, bem como efeito radiativo estimado em $\sim 0,001\text{-}0,03 \text{ W/m}^2$, significativamente menores que os valores estimados anteriormente para nuvens SVC. Zhou et al. (2014) realizaram análises sobre observações do CALIOP para dados entre dezembro de 2007 e fevereiro de 2014, quantificando o feedback energético a curto prazo de nuvens cirrus, no sentido de investigar o impacto radiativo de mudanças nessas nuvens em resposta a flutuações interanuais de temperatura na superfície. Os dados do CALIPSO indicaram que a quantidade e a altitude das nuvens cirrus aumentam com o aquecimento interanual da superfície, apresentando ainda um feedback radiativo estimado (por kernel radiativo de nuvem) em $0,20 \pm 0,21 \text{ W/m}^2/\text{°C}$.

Fu et al. (2017) usaram dados do CALIPSO entre 2006 e 2011 para estudar a fronteira lateral das nuvens cirrus, e fizeram uso do modelo *Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer* para calcular o efeito radiativo associado a essas regiões. Os resultados mostraram que essa região de fronteira produz um efeito de aquecimento, na média global, de pelo menos $0,07 \text{ W/m}^2$, muito maior do que algumas forçantes radiativas apresentadas nos relatórios do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas.

2.5 Estudos de longo prazo/tendência

Prasad (2012) realizou um estudo focando na detecção, validação e flutuações em cirrus finas tropicais com dados do Multiangle Imaging SpectroRadiometer (MISR), entre março de 2000 e fevereiro de 2010, comparando posteriormente parte desses dados com 5 anos de dados coletados pelo CALIOP. Tanto o MISR quanto o CALIOP evidenciaram

um declínio na altitude de topo das cirrus sobre a região tropical central, bem como um aumento no topo das cirrus sobre a Indonésia.

[Kahn et al. \(2018\)](#) usaram dados do *Atmospheric Infrared Sounder* (AIRS) para estudar a variabilidade e tendências em propriedades de nuvens de gelo, incluindo as cirrus, no período de setembro de 2002 a agosto de 2016. Porém dentro desse estudo também fizeram uso de dados combinados entre CALIPSO, CloudSat e o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) *radar-lidar* (DARDAR), a fim de investigar o raio efetivo de gelo (r_{ei}) nessas nuvens. Os resultados indicam um aumento significativo de r_{ei} tanto nos trópicos quanto nas regiões de latitudes maiores, além de que essa propriedade apresenta valores maiores no topo de nuvens opacas.

Capítulo 3

Fundamentação Teórica

O Lidar é um dos principais instrumentos usados no sensoriamento remoto de nuvens. Um sistema lidar opera com base no princípio do espalhamento de radiação eletromagnética por parte dos diferentes constituintes atmosféricos, obtendo então informação destes dependendo da maneira como eles interagem com essa radiação (conforme descrito a seguir). Normalmente esses instrumentos trabalham no regime espectral de 250 nm a 11 μm , dependendo da aplicação para a qual são projetados (Weitkamp, 2005), e podem ser tanto instalados em estações no solo, quanto serem usados em aviões ou até mesmo em satélites.

Neste capítulo serão apresentados os principais aspectos teóricos que fundamentam o funcionamento do sistema lidar CALIOP, presente a bordo do satélite CALIPSO, e cujos dados foram utilizados neste trabalho.

3.1 Interação da radiação com a atmosfera

Há duas maneiras principais pelas quais a radiação eletromagnética pode interagir com um meio material: por absorção ou espalhamento (Liou, 2002). Apesar disso, há uma diversidade de mecanismos variantes destes dois processos, que dependem do regime ou condição na qual a interação está ocorrendo. Dentre eles estão a reflexão, difração, os espalhamentos, emissão térmica, entre outros. Muitos, inclusive, podem ser utilizados para a identificação do meio em questão durante um processo de análise de materiais a distância.

A atmosfera terrestre é um meio material constituído por uma população relativamente diversa de moléculas e partículas de aerossol, como oxigênio (O_2 , $\sim 78,1\%$ por volume de ar), nitrogênio (N_2 , $\sim 21,0\%$), além de argônio e outros componentes em menor proporção (Wallace and Hobbs, 2006). As partículas de aerossol possuem diferentes tamanhos e formatos, e ocorrem em concentrações numéricas distintas na atmosfera, fazendo com que manifestem interações também variadas. A Figura 3.1 indica os processos de interação que podem acontecer entre a luz e essas partículas. Alguns desses fenômenos fazem com que a atmosfera impeça parte da radiação solar de alcançar a superfície terrestre, ou então aprisionar a energia térmica emitida por essa superfície e que seria destinada ao espaço exterior, influenciando no balanço radiativo do planeta.

A maneira como um constituinte atmosférico interage com a radiação diz muito sobre as características desse constituinte. Esse é um conceito chave por trás do funcionamento dos sistemas lidar, pois a essência do sensoriamento remoto com laser está justamente na detecção e interpretação de sinais de radiação *espalhados* por aerossóis e moléculas presentes na atmosfera, tendo em vista que esses sinais são a resposta daquelas partículas a estímulos de radiação.

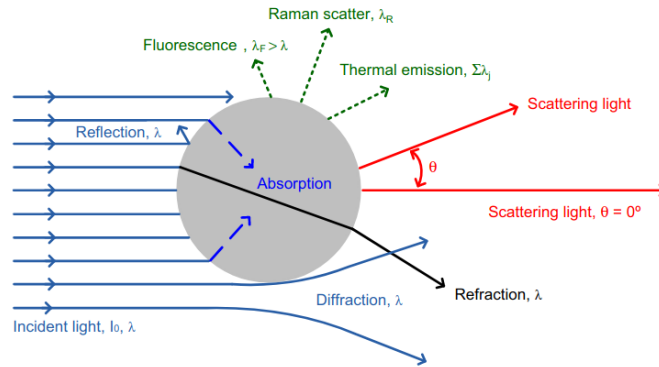


Figura 3.1: Representação dos diferentes tipos de interação entre radiação eletromagnética e a matéria. Fonte: Nakayama et al. (2021).

3.1.1 Espalhamento da radiação por moléculas e aerossóis

O espalhamento na atmosfera é caracterizado pelo redirecionamento na propagação da radiação incidente numa partícula, podendo acontecer de maneira isotrópica ou anisotrópica. Quando a interação ocorrente durante esse processo não altera o estado energético da partícula, dizemos que trata-se de um espalhamento *elástico*, enquanto que na condição onde há mudança no estado energético da partícula (seja vibracional, rotacional ou outro), dá-se o nome de espalhamento *inelástico*. A distribuição angular da intensidade de radiação espalhada é descrita pela chamada função de fase $P(\cos \theta)$, dependente da distância angular θ do ponto de observação ao eixo de incidência do feixe (Figura 3.1).

A função de fase é definida como uma distribuição de probabilidade, e portanto sua integral em todas as direções possíveis é unitária:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{P(\cos \theta)}{4\pi} \sin \theta d\theta d\phi = 1, \quad (3.1)$$

A expressão geral da intensidade de espalhamento $I(\theta)$ é diretamente proporcional a $P(\cos \theta)$, como mostra a Eq. 3.2:

$$I(\theta) = I_0 \frac{\sigma_s P(\cos \theta)}{r^2 4\pi}. \quad (3.2)$$

onde I_0 , σ_s e r são a intensidade da radiação incidente, a seção reta de espalhamento, e o raio da partícula espalhadora, respectivamente (Liou, 2002).

Dentro da categoria de espalhamento elástico há dois regimes principais: o regime Rayleigh e o regime Mie. O primeiro, descoberto por lorde Rayleigh em 1871, representa o modelo mais simples de espalhamento, válido para partículas espalhadoras com dimensões muito menores quando comparadas com o comprimento de onda da luz incidente. Para esse modelo a função de fase é descrita por

$$P(\cos \theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos \theta^2) \quad (3.3)$$

Já a intensidade de espalhamento será

$$I = \frac{I_0}{r^2} \alpha^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos \theta^2}{2}. \quad (3.4)$$

onde α é o chamado coeficiente de polarizabilidade, e λ é o comprimento de onda da radiação incidente. Na Eq. 3.4, nota-se a dependência da intensidade de espalhamento com a quarta potência de λ , o que mostra a sensibilidade espectral existente no regime de espalhamento Rayleigh. Esse regime pode também ser designado por *espalhamento molecular*, pois se aplica especificamente a partículas com dimensões como a das moléculas de oxigênio e nitrogênio, constituintes principais da atmosfera (Weitkamp, 2005).

O outro regime elástico é o espalhamento Mie ou Lorenz-Mie, descoberto independentemente por Lorenz (1890) e Gustav Mie (1908). É caracterizado como uma solução analítica para o espalhamento de partículas com dimensões quaisquer e também para qualquer faixa espectral, apresentando com isso expressões mais complexas tanto para a função de fase quanto para a intensidade de espalhamento. Apesar de mais robusto, esse tratamento só é conveniente para as condições onde as partículas possuem tamanho da mesma ordem de grandeza da radiação incidente, como ocorre para os aerossóis e a radiação solar. A Figura 3.2 mostra a curva da função de fase para três tipos de partículas, com diferentes tamanhos, calculada segundo o modelo de Lorenz-Mie para $\lambda = 0,5 \mu\text{m}$.

À medida que o tamanho da partícula aumenta, mantendo-se o comprimento de onda fixo, o padrão de espalhamento gerado se torna cada vez mais complexo, o que pode ser visto nas curvas de função de fase da Figura 3.2. Para partículas muito maiores do que o comprimento de onda da radiação incidente, o espalhamento é tratado a partir dos princípios da óptica geométrica.

Em muitas ocasiões, dependendo do tipo de radiação e das propriedades da partícula espalhadora, pode haver uma mudança na configuração energética dessa partícula, o que caracteriza o espalhamento inelástico. O espalhamento Raman é o principal tipo de espalhamento inelástico observado na atmosfera e sua ocorrência está associada à alteração do nível energético vibracional-rotacional das moléculas. Consequentemente observa-se um desvio na frequência da radiação espalhada, devido à essa mudança no estado de energia da molécula interagente.

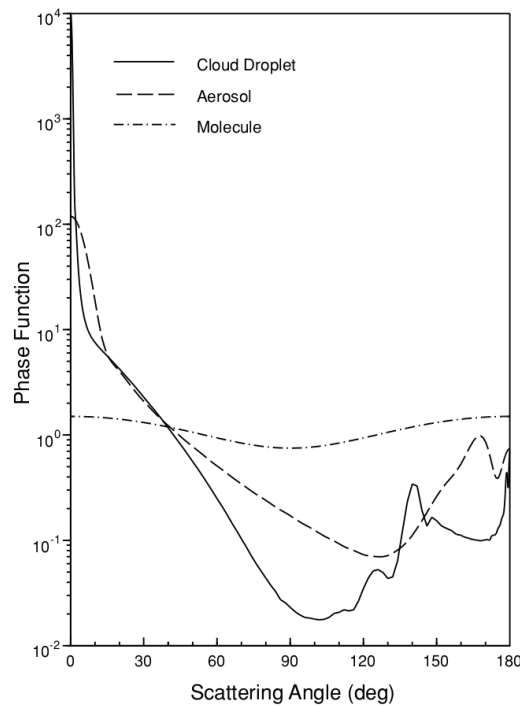


Figura 3.2: Curvas normalizadas da função de fase para gotículas de nuvem ($\sim 10 \mu\text{m}$), aerossóis ($\sim 1 \mu\text{m}$) e moléculas ($\sim 10^{-4} \mu\text{m}$), quando iluminadas por luz com comprimento de onda de $0,5 \mu\text{m}$. Fonte: Liou (2002).

3.2 Funcionamento de um sistema lidar elástico

O funcionamento do lidar elástico pode ser dividido em três etapas principais: a transmissão dos pulsos eletromagnéticos, a coleta de parte do sinal espalhado pela atmosfera, e o processamento desse sinal (Weitkamp, 2005). Para isso o lidar conta geralmente com dois subsistemas, o transmissor e o receptor, conforme ilustrado na Figura 3.3.

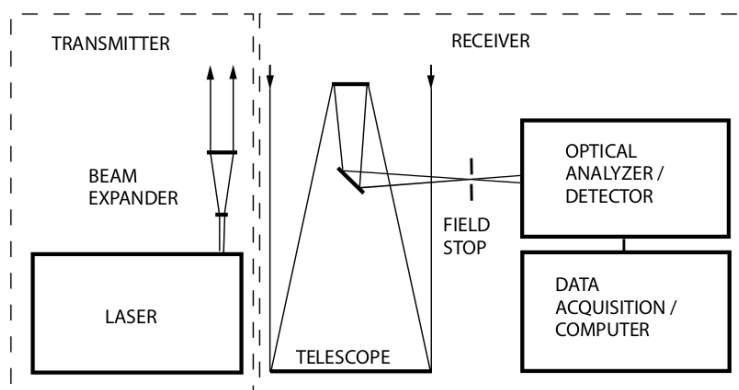


Figura 3.3: Configuração básica de um sistema lidar. Fonte: Weitkamp (2005).

O subsistema transmissor é composto por um ou mais dispositivos laser que geram pulsos colimados de radiação em um determinado comprimento de onda (na região do espectro visível ou infravermelho), pulsos estes que passarão por um expansor de feixe, de

modo a reduzir a divergência dos mesmos. Comumente são utilizados lasers de Nd:YAG, que produzem fótons com comprimentos de onda de 1064 nm, 532 nm e 355 nm. Os fótons incidem nas diferentes camadas da atmosfera, interagem com elas resultando no espalhamento do sinal em todas as direções. O sinal espalhado especificamente na direção traseira, também chamado de sinal *retroespalhado*, será coletado pelo subsistema receptor.

No subsistema receptor há um telescópio responsável pela coleta da luz retroespalhada. Essa luz é direcionada para um analisador óptico que irá filtrá-la de acordo com certos comprimentos de onda ou estados de polarização, dependendo do instrumento. Os filtros passa-banda que selecionam os comprimentos de onda a serem medidos também ajudam na remoção do ruído de fundo associado ao espalhamento da luz solar. Então, o sinal já filtrado é encaminhado para o detector. O detector pode ser constituído por tubos fotomultiplicadores (PMT, *PhotoMultiplier Tubes*) ou fotodiodos de avalanche (APD, *Avalanche PhotoDiodes*) que transformam o sinal luminoso em sinal elétrico. Esse sinal elétrico é convertido em um sinal digital por um conversor analógico-digital (*Analog-to-Digital Converter*, ADC) para serem armazenados num computador interno. Sinais muito fracos podem ser convertidos através da contagem de pulsos individuais (modo PC, do inglês *photon-counting*), enquanto sinais fortes são convertidos através da leitura analógica da tensão gerada pelo detector (modo AN, do inglês *analog*).

A configuração dos equipamentos no lidar afeta consideravelmente no imageamento do sinal retroespalhado. Um lidar pode se apresentar em duas configurações de posicionamento entre laser e telescópio, que são: coaxial e biaxial. No lidar coaxial, o laser se encontra alinhado no centro do telescópio, possuindo então eixos de orientação coincidentes entre eles. Já no biaxial há um certo distanciamento entre os dois, e o feixe do laser pode estar levemente inclinado na direção do campo de visão do telescópio (Figura 3.4).

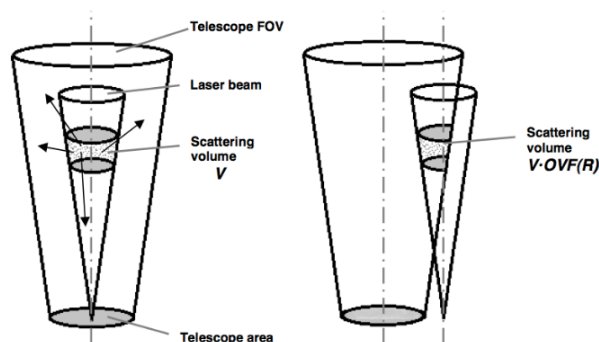


Figura 3.4: Esquema representativo da geometria de um sistema coaxial (esquerda) e biaxial (direita). Fonte: López-Oramas (2015).

Percebe-se com isso que nas proximidades do lidar o sinal do laser não estará no campo de visão do telescópio, o que resulta em perda da informação nessa região. Isso também acontece no caso de uma configuração coaxial, mas porque esta região próxima ao telescópio não está em foco. A função que quantifica a geometria de intersecção entre

pulso laser e FOV do telescópio recebe o nome de função de *overlap* e que será comentada na seção seguinte. Ela é uma componente importante na determinação do sinal recebido por um lidar em superfície, sendo menos importante para um lidar a bordo de um satélite, devido a distância entre o instrumento e o objeto a ser observado (tipicamente aerossóis e nuvens na troposfera).

3.2.1 Equação do lidar elástico

A potência $P(R)$ do sinal retroespalhado e detectado pelo telescópio é definida matematicamente como função de quatro parâmetros principais, sendo dois deles dependentes apenas da configuração do lidar e os outros dois dependentes das propriedades ópticas da atmosfera. O primeiro parâmetro é K , o qual indica o desempenho do sistema lidar, sendo expresso por

$$K = P_0 \frac{c\tau}{2} A\eta \tag{3.5}$$

onde P_0 , c , τ , A e η são a potência média do pulso laser emitido, a velocidade da luz, o comprimento temporal do pulso, a área do telescópio e o termo de eficiência geral do lidar, respectivamente. O fator $1/2$ surge devido ao caminho de ida do feixe a partir do instrumento até um certo ponto da atmosfera a uma distância R , e depois retorno, fazendo com que o seu comprimento métrico efetivo seja $c\tau/2$ (Figura 3.5).

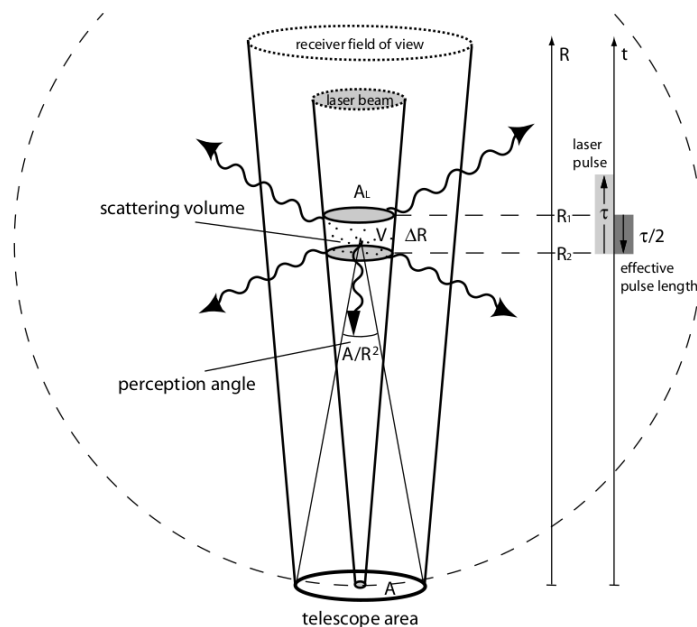


Figura 3.5: Ilustração da geometria de detecção do lidar. Fonte: [Weitkamp \(2005\)](#).

A energia do pulso é $E_0 = P_0\tau$ e seu volume efetivo é estimado como $V = A_L c\tau/2$, onde A_L é a seção reta do laser. O próximo parâmetro da equação lidar é o termo $G(R)$ da geometria de detecção:

$$G(R) = \frac{O(R)}{R^2} \quad (3.6)$$

onde $O(R)$ é a função de *overlap*. Essa função, que vai de 0 até 1, indica o quanto da seção reta do laser está sendo imageada na superfície do detector. O termo R^2 aparece na expressão pois a área do telescópio corresponde à uma determinada fração da área total de espalhamento do volume V , ou seja, de uma casca esférica de raio R e centrada nesse material espalhador. Ora, quanto maior for a distância R entre o centro de espalhamento e o telescópio, menor será a fração entre A e a área da casca esférica, o que ocasiona um ângulo sólido menor de incidência no instrumento coletor do sinal. A Figura 3.6 mostra um exemplo de função de *overlap*, da correção da distância, e do efeito combinado.

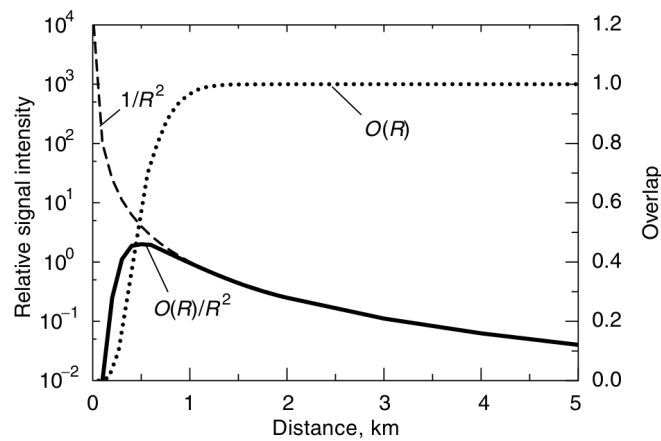


Figura 3.6: Exemplo de gráfico da função de overlap com o ajuste pela distância. Fonte: Weitkamp (2005).

O termo seguinte na equação lidar é o coeficiente de retroespalhamento $\beta(R)$, que depende exclusivamente de propriedades atmosféricas e é definido por

$$\beta(R) = \sum_j N_j(R) \frac{d\sigma_{j,sca}}{d\Omega}(\pi, \lambda). \quad (3.7)$$

Esse termo, na verdade, é o coeficiente de espalhamento geral na condição onde o ângulo de espalhamento θ vale π (180°), e representa o quanto de sinal está sendo espalhado na direção traseira, que é onde se encontra o detector. $N_j(R)$ é a concentração numérica de partículas da espécie j , enquanto que $d\sigma_{j,sca}(\pi, \lambda)/d\Omega$ é a diferencial da seção reta de retroespalhamento para um dado comprimento de onda λ . Como na atmosfera a luz é espalhada tanto por moléculas quanto por outras partículas, o coeficiente de retroespalhamento é composto por duas contribuições:

$$\beta(R, \lambda) = \beta_{mol}(R, \lambda) + \beta_{aer}(R, \lambda) \quad (3.8)$$

onde $\beta_{mol}(R, \lambda)$ e $\beta_{aer}(R, \lambda)$ são respectivamente a componente de retroespalhamento

associada às moléculas e a componente associada às partículas.

O último parâmetro da equação lidar também está intrinsecamente ligado com a natureza da atmosfera, sendo chamado termo de transmissão, $T(R)$,

$$T(R, \lambda) = \exp \left[-2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr \right] \quad (3.9)$$

Esse termo origina-se da lei de Lambert-Beer-Bouguer e trata da parcela do sinal que é perdida durante a transmissão deste ao longo da atmosfera, no caminho de ida e de volta (por isso o fator 2 na frente da integral). $\alpha(R, \lambda)$ é designado coeficiente de extinção, e agrega em si a soma de todas as perdas na transmissão da luz:

$$\alpha(R, \lambda) = \sum_j N_j(R) \sigma_{j,ext}(\lambda). \quad (3.10)$$

Nessa expressão, $\sigma_{j,ext}(\lambda)$ é a seção reta de extinção, similar à seção reta de espalhamento $\sigma_{j,sca}(\theta, \lambda)$. Assim como o coeficiente de retroespalhamento, o coeficiente de extinção também pode ser decomposto em componentes, com duas de espalhamento (subíndice *sca*) e duas de absorção (subíndice *abs*) da radiação:

$$\alpha(R, \lambda) = \alpha_{mol}(R, \lambda) + \alpha_{aer}(R, \lambda), \quad (3.11)$$

$$\alpha(R, \lambda) = \alpha_{mol,sca}(R, \lambda) + \alpha_{mol,abs}(R, \lambda) + \alpha_{aer,sca}(R, \lambda) + \alpha_{aer,abs}(R, \lambda). \quad (3.12)$$

onde $\alpha_{mol}(r, \lambda)$ e $\alpha_{aer}(r, \lambda)$ são composto pela soma das contribuições de espalhamento e absorção, e assim como os β s respectivos, são propriedades extrínsecas (dependem da concentração). A razão entre os dois:

$$L_{mol}(R, \lambda) = \frac{\alpha_{mol}(R, \lambda)}{\beta_{mol}(R, \lambda)}, \quad (3.13)$$

$$L_{aer}(R, \lambda) = \frac{\alpha_{aer}(R, \lambda)}{\beta_{aer}(R, \lambda)}. \quad (3.14)$$

é um coeficiente de proporcionalidade chamado *razão lidar*, já comentado no Capítulo 2. Por ser a razão entre os coeficientes de extinção e retroespalhamento do sinal lidar, ela é independente da concentração (de moléculas ou partículas), e portanto é uma propriedade intrínseca de cada composto. A razão lidar das moléculas é conhecida e vale $8\pi/3$, enquanto que a razão lidar da partículas de aerossóis depende do seu tamanho, forma e propriedades da superfície.

A equação lidar é então o produto dos quatro parâmetros descritos até aqui:

$$P(R) = KG(R)\beta(R)T(R) \quad (3.15)$$

Substituindo cada parâmetro pela sua expressão correspondente, tem-se a equação do

lidar na forma extensa, dada por

$$P(R) = P_0 \frac{c\tau}{2} A \eta \frac{O(R)}{R^2} \beta(R, \lambda) \exp \left[-2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr \right]. \quad (3.16)$$

É importante destacar que o sinal medido é composto pelo sinal descrito acima e também por uma parte associada ao ruído de fundo, P_{bg} , que precisa ser removido durante a análise dos dados.

3.2.2 Equação lidar aplicada ao CALIOP

No caso do CALIOP, a Eq. 3.16 é descrita da seguinte maneira na documentação do instrumento:

$$P(R) = \frac{1}{R^2} E_0 \eta \beta(R, \lambda) \exp \left[-2 \int_0^R (\alpha_{mol}(r, \lambda) + \alpha_{O_3}(r, \lambda) + \alpha_{aer}(r, \lambda)) dr \right] \quad (3.17)$$

onde há um termo adicional, $\alpha_{O_3}(R, \lambda)$, que é o coeficiente de extinção associado ao ozônio (Young et al., 2008). O termo η é aqui resultado do produto do *ganho do amplificador*, G_A , com o fator de calibração do lidar, C . Percebe-se que a função de *overlap* não aparece na equação, pois é assumido que o *overlap* seja completo ($O(R) = 1$) nas distâncias onde ocorrem as medições.

Definindo agora $S(R) = R^2 P(R)$, a potência do sinal corrigida com o alcance, e $\beta'(R, \lambda)$ como sendo o coeficiente de retroespalhamento atenuado pelas partículas e moléculas do ar (i.e. sem incluir o ozônio):

$$\beta'(R, \lambda) = \beta(R, \lambda) \exp \left[-2 \int_0^R (\alpha_{mol}(r, \lambda) + \alpha_{aer}(r, \lambda)) dr \right], \quad (3.18)$$

ou, de maneira compacta,

$$\beta'(R) = \beta(R) T_{mol}(R) T_{aer}(R), \quad (3.19)$$

É possível então escrever a Eq. 3.17 como

$$\beta'(R) = \frac{S(R)}{E_0 G_A C T_{O_3}}. \quad (3.20)$$

Na Eq. 3.20, $S(R)$ é inferido a partir das medições feitas com os pulsos elétricos oriundos do detector; E_0 e G_A já são conhecidos; o coeficiente de calibração C é ajustado a partir de sinais de teste do lidar; e o termo T_{O_3} é calculado com base em dados do *Meteorological Manager Module*, que utiliza informações de um modelo meteorológico (Young, 2010).

No subsistema transmissor do CALIPSO os pulsos laser emitidos apresentam-se linearmente polarizados, isto é, com o vetor campo elétrico mantido num plano específico

de oscilação. Ao atingir partículas não-esféricas maiores do que o comprimento de onda do laser, a luz pode sofrer alteração na sua polarização, resultando no surgimento de uma componente perpendicular à polarização original, efeito chamado de *depolarização*. Em partículas esféricas, como gotículas de nuvem ou aerossóis de sulfato, esse efeito não é observado. Contudo, aerossóis de poeira de deserto e cristais de gelo são bastante não esféricos e depolarizam a radiação espalhada. Por conta disso é possível utilizar a informação da depolarização do sinal para inferir o formato básico dos espalhadores (Liou, 2002).

O CALIOP separa os perfis do coeficiente de retroespalhamento entre os comprimentos de onda, bem como entre as componentes de polarização do canal de 532 nm. Escrevendo novamente em termos do retroespalhamento original e do coeficiente de transmissão, as componentes são

$$\beta'_{532,\parallel}(z) = \beta_{532,\parallel}(z)T_{532}(z) \quad (3.21)$$

$$\beta'_{532,\perp}(z) = \beta_{532,\perp}(z)T_{532}(z) \quad (3.22)$$

$$\beta'_{1064}(z) = \beta_{1064}(z)T_{1064}(z) \quad (3.23)$$

onde a dependência das variáveis foi alterada da distância R até o lidar, para a altitude z , um parâmetro mais conveniente nas medições da atmosfera. Os produtos de dados de nível 1 do CALIOP contêm cortinas de três componentes de retroespalhamento específicas: retroespalhamento atenuado perpendicular em 532 nm ($\beta'_{532,\perp}$), atenuado total em 532 nm ($\beta'_{532} = \beta'_{532,\parallel} + \beta'_{532,\perp}$) e atenuado em 1064 (β'_{1064}), que não possui separação por polarização. Além disso, podem ser obtidos perfis da razão de depolarização $\delta(z)$, ou seja, a razão entre as componentes paralela e perpendicular do sinal retroespalhado (NASA, 2022c):

$$\delta(z) = \frac{\beta_{532,\parallel}(z)}{\beta_{532,\perp}(z)}. \quad (3.24)$$

Capítulo 4

Metodologia

4.1 O satélite CALIPSO

Lançado em abril de 2006, o CALIPSO faz parte de uma constelação de satélites designada A-Train¹, composta por cinco satélites de observação da atmosfera: Aqua, Aura, CALIPSO, CloudSat e PARASOL. O conjunto A-Train se encontra numa órbita heliosíncrona polar com 98,2° de inclinação, 705 km de altitude e 16 dias por ciclo (Winker et al., 2009), e cobertura quase global (entre 82°N e 82°S). O satélite foi lançado com o propósito de fornecer dados que contribuam para o aprimoramento da representação de nuvens e aerossóis em modelos computacionais da atmosfera, conforme é comentado na Introdução.

CALIPSO e CloudSat trabalham de maneira complementar na observação de camadas de nuvens e aerossóis. Em 22 de fevereiro de 2018, CloudSat perdeu uma de suas rodas de reação², sendo necessário reduzir sua altitude em cerca de 16,5 km. A órbita do CALIPSO foi modificada de acordo, criando o chamado C-Train e mantendo o registro de medições conjuntas entre os dois satélites (NASA, 2021). Na Tabela 4.1 são apresentadas algumas informações a respeito dos integrantes da constelação completa, e na Figura 4.1 é mostrada uma imagem ilustrativa da mesma.

O projeto do CALIPSO surgiu como uma novidade em termos de observação de nuvens e aerossóis, devido à sua tecnologia de sensoriamento remoto ativo que proporciona uma varredura detalhada da atmosfera, inclusive contribuindo para a produção do primeiro dataset global e plurianual de perfis de aerossóis e de nuvens (Winker et al., 2010). Por perfil, entende-se aqui uma coluna atmosférica com extensão horizontal correspondente ao campo de visão do instrumento, e que vai conter a distribuição vertical de propriedades diversas de acordo com a presença ou não de nuvens ou aerossóis. O conjunto de perfis consecutivos será referido no presente trabalho pelo termo “cortina”.

A separação entre as trajetórias consecutivas do CALIPSO sobre a Amazônia é de 2752 km, e a cada 16 dias o satélite passa exatamente em cima da mesma posição. A Figura 4.2 traz um mapa com as trajetórias do CALIPSO sobre a região, separando órbitas noturnas

¹*Afternoon Train*, referente ao fato de o satélite líder do conjunto – Aqua – cruzar o equador em direção ao norte, às 13 h 30 min, hora local (Stephens et al., 2002; NASA, 2005).

²Rodas de reação auxiliam na orientação do satélite, sem necessitar de foguetes de propulsão (Nudehi et al., 2008).

Tabela 4.1: Síntese dos integrantes do A-Train e do C-Train. Fonte: NASA (2021).

| Satélite, lançamento, organizações responsáveis e instrumentos | Síntese de funções |
|--|--|
| Aqua, 04/05/2002, NASA/GSFC Instrumentos: AMSR-E, AIRS, AMSU-A, HSB, CERES, MODIS | Realizar medições de água no sistema Terra-atmosfera, em ambas as fases, e também medições de vegetação. |
| Aura, 15/07/2004, NASA/GSFC Instrumentos: HDRLS, MSL, TES, OMI | Realizar medições referentes à qualidade do ar e ozônio estratosférico. |
| CALIPSO, 28/04/2006, NASA/GSFC, NASA/LaRC, CNES Instrumentos: CALIOP, IIR, WFC | Realizar medições de perfis verticais de nuvens e aerossóis, com informações sobre sua distribuição e constituição. |
| CloudSat, 28/04/2006, NASA/GSFC, NASA/JPL Instrumento: CPR | Fornecer informações sobre nuvens, em conjunção com CALIPSO. |
| GCOM-W1, 18/05/2012, JAXA Instrumento: AMSR2 | Fornecer observações em longo prazo (10-15 anos) a fim de se entender mecanismos de mudança climática e do ciclo hidrológico global. |
| OCO-2, 02/07/2014, NASA/GSFC, NASA/JPL Instrumentos: 3 espectrômetros de grade | Realizar medições de concentração e distribuição de CO ₂ . |
| PARASOL, 18/12/2004, CNES Instrumento: POLDER | Fornecer informações sobre o estado da luz refletida pelo sistema acoplado de superfície com atmosfera. O PARASOL cessou suas operações em 18 de dezembro de 2013. |

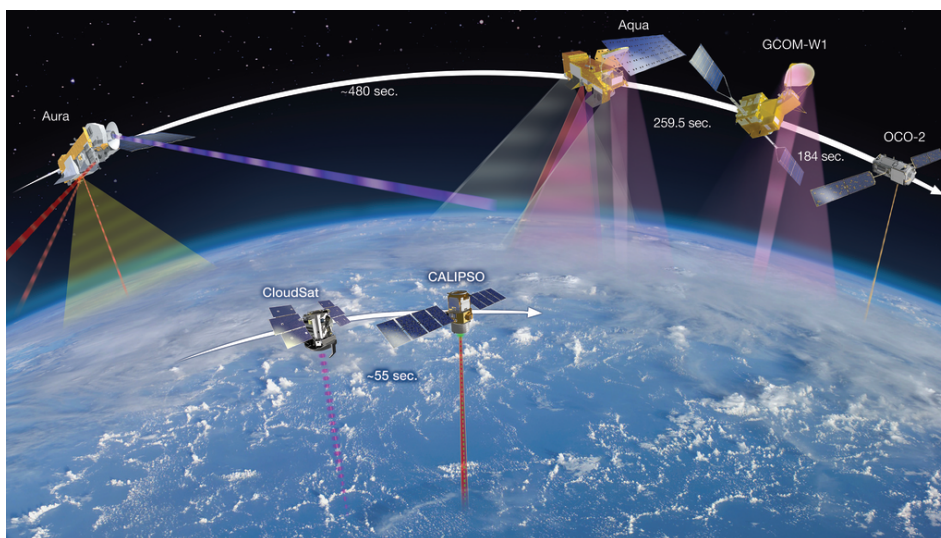


Figura 4.1: Representação ilustrativa dos satélites do A-Train e do C-Train. Fonte: NASA (2021).

de diurnas. O mapa também indica a localização da estação T3 do projeto GOAmazon, bem como da torre ATTO³ e de Manaus, capital do Amazonas, para fins de referência. Vale destacar que nesse mapa as trajetórias subsequentes não correspondem a passagens subsequentes do satélite, tendo em vista a separação já mencionada.

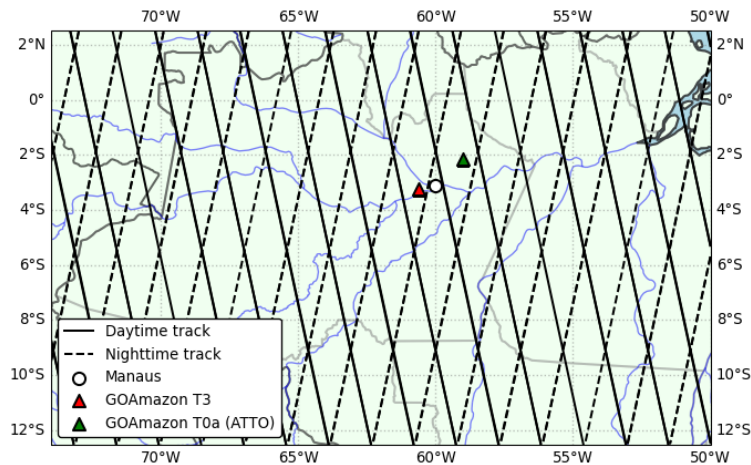


Figura 4.2: Trajetórias do CALIPSO sobre a Amazônia.

4.1.1 Instrumentação a bordo do CALIPSO

Conforme mencionado anteriormente, o CALIPSO é constituído por três instrumentos que trabalham na obtenção de informações complementares sobre os perfis verticais observados: o CALIOP, a *Wide Field Camera* (WFC) e o *Infrared Imaging Radiometer* (IIR). Na Tabela 4.2 são mostradas especificações técnicas de cada um.

Tanto o CALIPSO quanto o CloudSat foram projetados para observações de nuvens, porém o CALIOP é mais sensível a nuvens do que o CPR⁴ do CloudSat, podendo ainda identificar nuvens de gelo tênues e nuvens de água compostas por pequenas gotículas invisíveis ao CloudSat. Por outro lado, o sinal lidar é atenuado em nuvens densas, onde o sinal de radar penetra facilmente (Winker et al., 2010).

CALIOP é o instrumento primário do CALIPSO. Foi projetado para adquirir perfis verticais de retroespalhamento elástico em 532 e 1064 nm, num ângulo de observação próximo ao nadir, tanto durante as passagens diurnas quanto noturnas do satélite. Originalmente o desvio do laser em relação ao nadir era de 0,3° na direção de movimento do satélite, desvio este importante para evitar fortes sinais especulares de rios e lagoas. Entretanto, em 2007 esse ângulo de desvio foi aumentado para 3°, a fim de evitar retornos especulares fortes de nuvens compostas por cristais de gelo horizontalmente orientados (Winker et al., 2009).

³Amazon Tall Tower Observatory, ou Observatório de Torre Alta da Amazônia.

⁴Cloud Profiling Radar, ou Radar de Perfilamento de Nuvem.

Tabela 4.2: Especificações técnicas dos instrumentos a bordo do CALIPSO. Fonte: Adaptado de [Winker et al. \(2006, 2010\)](#); [NASA \(2022a\)](#).

| CALIOP | |
|--------------------------------------|---|
| Comprimento de onda | 532, 1064 nm |
| Polarização | 532 nm paralela, perpendicular |
| Laser | Diode-pumped Nd:YAG |
| Energia do laser | 110 mJ em cada comprimento de onda |
| Taxa de repetição do laser | 20,25 Hz |
| Comprimento do pulso laser | 20 ns |
| Pegada do lidar (<i>Footprint</i>) | 100 m |
| FOV do receptor | 70 m |
| Espaçamento da pegada | 335 m |
| Pureza de polarização | >1000:1 (532 nm) |
| Divergência do feixe | 100 μ rad (após deixar o expensor de feixe) |
| WFC | |
| Comprimento de onda | 645 nm |
| Passa-banda | 50 nm |
| FOV / swath | 125 m / 61 km |
| IIR | |
| Comprimento de onda | 8,65, 10,6, 12,05 (μ m) |
| Passa-banda | 0,6 – 1 (μ m) |
| FOV / swath | 1 / 61 km |
| NETD em 210 K | 0,3 K |
| Calibração absoluta | \pm 1 K |

Além dos perfis verticais, o lidar fornece perfis de despolarização linear⁵ do sinal em 532 nm, importantes para a discriminação entre nuvens de gelo e nuvens de água, bem como para identificar partículas de aerossol não esféricas (Winker et al., 2006). Trata-se do primeiro lidar de polarização ortogonal colocado em órbita (Winker et al., 2010).

Do ponto de vista estrutural, ele é constituído por dois subsistemas, o transmissor e o receptor, ambos acoplados à uma bancada óptica em forma de T (ver Figura 4.3) para assegurar firmeza e estabilidade no alinhamento entre os subsistemas. O subsistema receptor possui um telescópio que se encontra em um dos lados da bancada, enquanto que no outro há os equipamentos de detecção do sinal. Na lateral da bancada está instalado o par de lasers do subsistema transmissor. Ambos os lasers (principal e reserva) podem disparar pulsos em 1064 nm e 532 nm simultaneamente, e a uma taxa de 20,25 pulsos por segundo, conforme mencionado na Tabela 4.2. Eles também se encontram em um recipiente lacrado, preenchido com ar seco à pressão levemente maior que a pressão atmosférica padrão, contando com os expansores de feixe para reduzir a divergência do pulso, e ainda monitores de energia para verificar a energia dos pulsos emitidos.

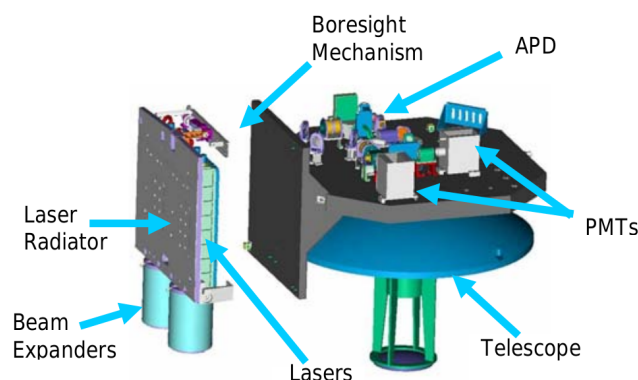


Figura 4.3: Subsistemas transmissor e receptor do CALIOP. Fonte: Winker et al. (2006).

No subsistema receptor há um telescópio com 1 metro de diâmetro, cujo espelho primário, espelho secundário, estrutura de medição e defletor interno são todos feitos de berílio, para fins de leveza e evitar gradientes térmicos. Além disso, encontram-se nesse subsistema o equipamento de detecção, pré-amplificadores e atuadores de linha, todos instalados na bancada óptica (termicamente isolada do telescópio). A Figura 4.4 apresenta um esquema ilustrativo do subsistema receptor e uma fotografia da aparelhagem do lidar.

Os espelhos são protegidos da luz solar direta através de um sombreador (*light shade*), e um diafragma (*field stop*) localizado no foco do telescópio estabelece um campo de vista (FOV, do inglês *Field of View*) de $130 \mu\text{rad}$, além de rejeitar luz dispersa. Um divisor de feixe de polarização é responsável por separar as componentes paralela e perpendicular

⁵Do inglês *linear depolarization*, corresponde à mudança na polarização da radiação eletromagnética (o sinal), em relação à sua componente paralela de propagação.

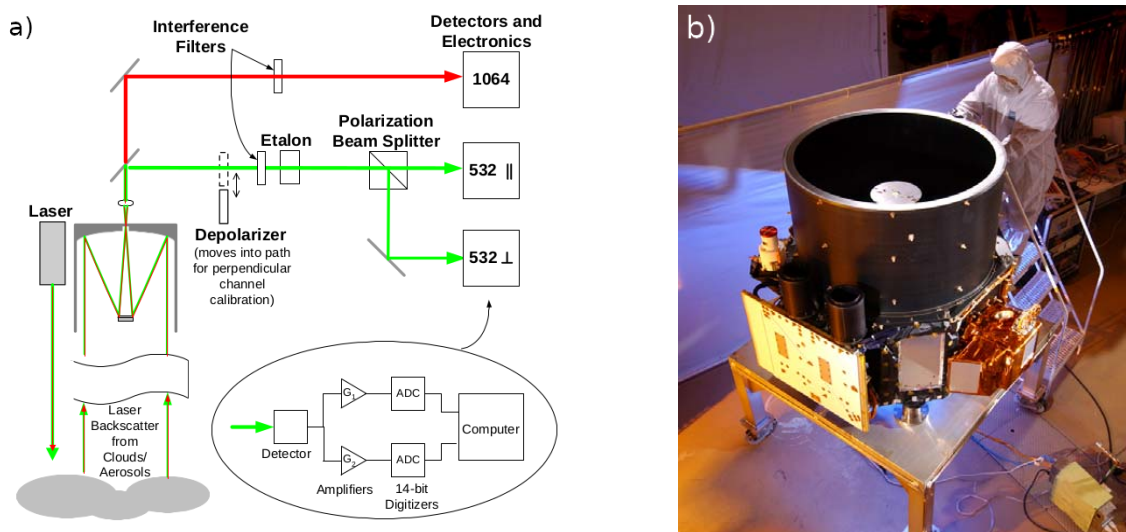


Figura 4.4: a) Esquema do subsistema receptor. b) Carga do CALIOP. Fonte: [Winker et al. \(2006\)](#).

do sinal detectado em 532 nm, e a detecção é realizada por fotomultiplicadoras (*PhotoMultiplier Tubes*, ou PMTs), enquanto que o sinal em 1064 nm é detectado a partir de um fotodiodo de avalanche (*Avalanche PhotoDiode*, ou APD). Todos os detectores são utilizados no modo analógico para que o CALIOP possa realizar medições precisas do sinal entre 30 e 35 km, usado para fins de calibração do lidar, e também dos sinais mais fortes de nuvens. Especificações dos parâmetros do subsistema receptor são apresentados na Tabela 4.3.

Tabela 4.3: Parâmetros do subsistema receptor do CALIOP. Fonte: [Winker et al. \(2006\)](#).

| | |
|-------------------------------|---------------|
| Diâmetro do telescópio | 1 m |
| Campo de visão (FOV) | 130 μ rad |
| Taxa de digitalização | 10 MHz |
| Alcance dinâmico linear | 4e+6 : 1 |
| Canal de 532 nm: | |
| Detector | PMT |
| Passa-banda de Etalon | 37 pm |
| Transmissão de pico de Etalon | 85% |
| Filtro de bloqueio | 770 pm |
| Canal de 1064 nm: | |
| Detector | APD |
| Passa-banda óptica | 450 pm |
| Transmissão de pico | 84% |

Outro ponto importante sobre o lidar é o fato de conseguir detectar desde sinais fracos moleculares ou de aerossol, até retornos fortes oriundos de nuvens, varrendo uma ampla

faixa de retroespalhamento e apresentando ao mesmo tempo uma boa sensibilidade de detecção. Para conseguir isso, o tamanho do telescópio e a potência dos lasers foram maximizados dentro da capacidade do satélite [Winker et al. \(2010\)](#). A Figura 4.5 abaixo mostra estimativas da sensibilidade teórica de detecção apresentada pelo CALIOP, em termos do mínimo coeficiente de retroespalhamento detectável. Os pares de curvas indicam o intervalo de valores mínimos de retroespalhamento para uma probabilidade de detecção de 90 %, considerando uma média vertical de 60 m. Nota-se que quanto maior a média temporal (ou, igualmente, média ao longo da trajetória), menor o valor mínimo do retroespalhamento que o instrumento consegue distinguir. Os segmentos de reta vermelhos indicam valores típicos de coeficiente de retroespalhamento para os diferentes componentes detectados (nuvens ou aerossóis), segundo observações do LITE ([Vaughan et al., 2005](#)). A conclusão que se pode tirar é que para estudos de cirrus o ideal é utilizar perfis médios de 5 km.

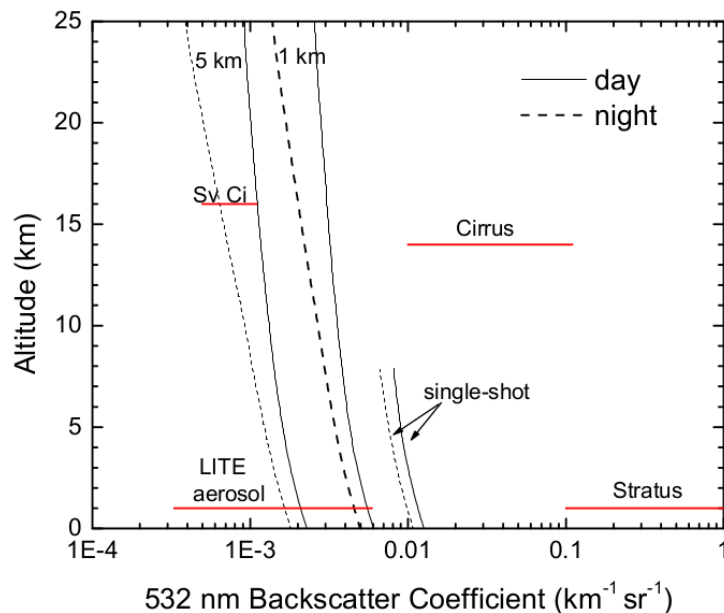


Figura 4.5: Sensibilidade de detecção do canal 532 nm do CALIOP. Fonte: [Vaughan et al. \(2005\)](#).

Tanto o IIR quanto o WFC são sensores passivos instalados no satélite para fornecer contextualização atmosférica à informação obtida pelo CALIOP e também gerar oportunidade de análises com abordagem conjunta entre medições de sensor ativo e passivo, tendo em vista que as observações são realizadas simultaneamente e co-localizadas ([Winker et al., 2010](#)).

4.1.2 Coleta e processamento dos dados

O sistema de aquisição e processamento dos dados no CALIPSO foi pensado de modo a minimizar o volume de dados de telemetria, e ao mesmo tempo maximizar a resolução

espacial e o alcance dinâmico dos dados observacionais. Pelo fato das medições diurnas sofrerem considerável influência do sinal de fundo solar, se faz necessário um tratamento que remova este ruído. Esse tratamento é feito a partir dos sinais de fundo⁶ coletados acima de 97 km, onde o sinal retroespalhado por moléculas e partículas é considerado desprezível, e tem a ajuda dos sinais de duas faixas logo acima e abaixo da região do perfil, que servem para a medição de um viés elétrico.

Após entrar por cada um dos canais de detecção, o sinal coletado passa por dois conversores análogo-digital (ADC, *Analog-to-Digital Converter*), um de alto ganho e outro de baixo ganho. O de alto ganho mede sinais fracos, enquanto que o de baixo ganho mede os sinais que saturaram o conversor do primeiro. Um perfil de retroespalhamento composto é então produzido a partir das amostras de sinal do ADC que não saturaram o conversor de alto ganho. Os produtos de saída de cada par de conversores são re-escalados e unidos em um único perfil, sendo depois transmitidos.

A resolução fundamental de amostragem é de 30 m na vertical e 333 m na horizontal, estendendo-se de 30 km (1064 nm) ou 40 km (532 nm) até -2 km. Entretanto, sabe-se que a atmosfera se torna cada vez mais uniforme com a altitude, e por conta disso as amostras são tomadas em média, de acordo com a altura em que são identificadas. Isso significa que há diferentes resoluções verticais e horizontais de amostragem do sinal, dependendo da altitude. Regiões inferiores da atmosfera apresentam resolução maior, enquanto que regiões mais elevadas apresentam resolução menor. A Tabela 4.4 informa as resoluções em cada faixa, bem como a contagem de perfis e de amostras por perfil.

Tabela 4.4: Resoluções espaciais do esquema de média do CALIPSO. Fonte: [Winker et al. \(2006\)](#).

| Região de altitude | | Resolução vertical | Resolução horizontal | Perfis por 5-km | Amostras por perfil |
|--------------------|-----------|--------------------|----------------------|-----------------|---------------------|
| Base (km) | Topo (km) | | | | |
| 30,1 | 40,0 | 300 m | 5000 m | 1 | 33 |
| 20,2 | 30,1 | 180 m | 1667 m | 3 | 55 |
| 8,2 | 20,2 | 60 m | 1000 m | 5 | 200 |
| -0,5 | 8,2 | 30 m | 333 m | 15 | 290 |
| -2,0 | -0,5 | 300 m | 333 m | 15 | 5 |

O CALIOP gera produtos com diferentes níveis de processamento, e cada nível está associado a algoritmos responsáveis pelo tratamento dos respectivos dados. Os algoritmos de processamento de nível 1 estabelecem a geolocalização da pegada do lidar e também a determinação de alcance (topografia), bem como calculam as constantes de calibração necessárias para gerar os perfis de retroespalhamento atenuado em 532 nm e 1064 nm, que serão usados no processamento de nível 2. Os produtos de nível 1 são constituídos

⁶DC background signal.

portanto de três retroespalhamentos atenuados: total em 532 nm, total em 1064 nm e perpendicular em 532 nm ($\beta'_{532}(z)$, $\beta'_{1064}(z)$, e $\beta'_{532,perp}(z)$ respectivamente). A Figura 4.6 mostra exemplos do retroespalhamento atenuado total em 532 nm e 1064 nm.

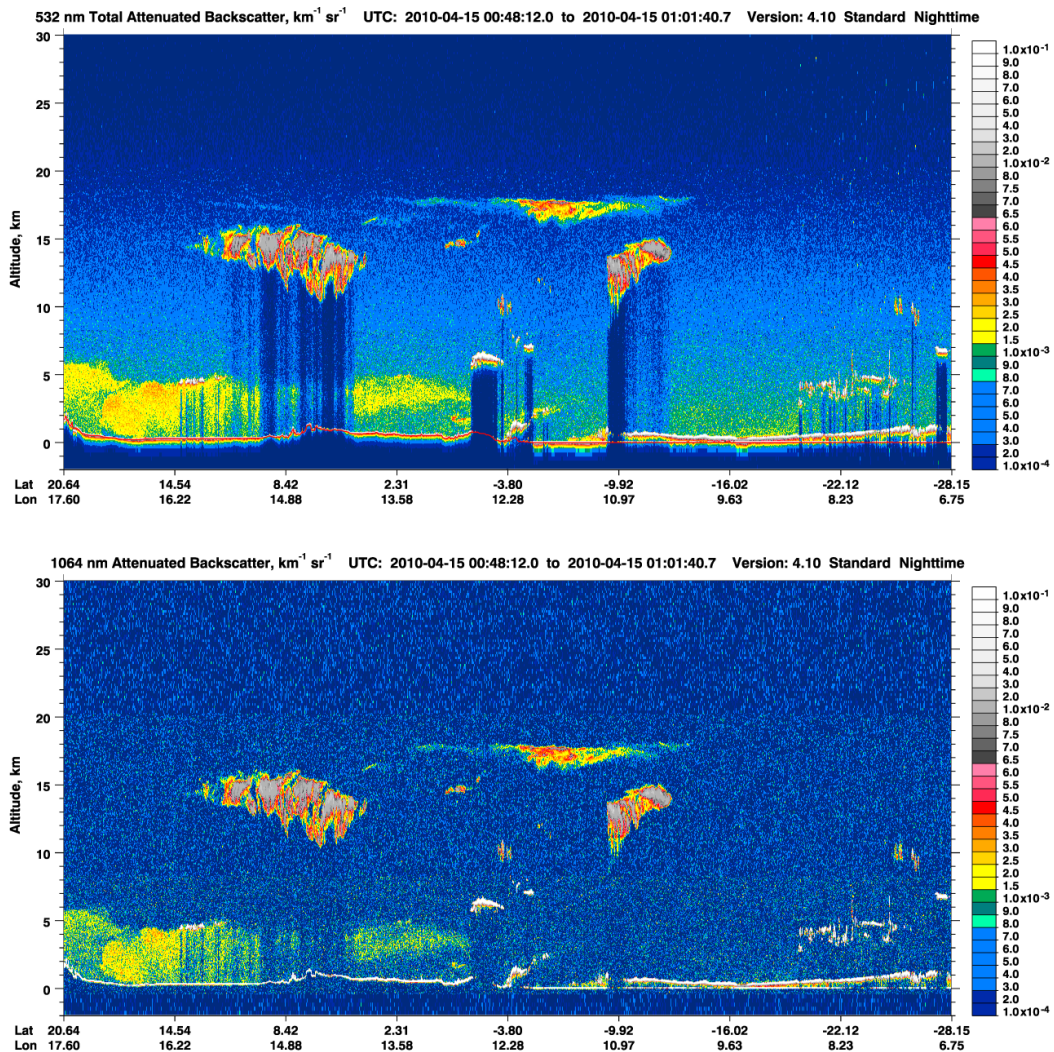


Figura 4.6: Cortinas de retroespalhamento atenuado em 532 nm (em cima) e 1064 nm (embaixo). Fonte: NASA (2022c).

A partir disso, os produtos gerados são então usados no processamento de nível 2. Este por sua vez está estruturado em três etapas: detecção de camadas, seleção de cenas, e obtenção da extinção (*extinction retrieval*). Para cada uma dessas etapas há um módulo específico.

A detecção de camadas é realizada pelo *Selective Iterated Boundary Locator* (SIBYL), composto por algoritmos que utilizam os perfis de retroespalhamento atenuado de nível 1 para mapear as camadas, a partir da razão $R'(z)$ entre o coeficiente $\beta'_{532}(z)$ e um coeficiente $\beta'_m(z)$ associado ao sinal molecular, o qual é gerado por dados modelados de perfis de densidade numérica molecular e de ozônio.

O módulo *Scene Classification Algorithms*, ou SCA, serve para classificar as camadas

de acordo com o tipo. Ele irá primeiro distinguir essas camadas entre nuvem e aerossol, de acordo com a intensidade do espalhamento em 532 nm e da dependência espectral do retroespalhamento lidar (razão do retroespalhamento atenuado em 1064 nm para o mesmo em 532 nm⁷). Caso a camada seja identificada como nuvem, o SCA vai tentar distinguir entre nuvem de gelo ou de água, com base em três parâmetros: a razão de despolarização volumétrica ($\delta_v(z)$), o sinal de retroespalhamento integrado sobre a camada, e a razão sinal-ruído (Winker et al., 2009).

Para avaliar a confiabilidade da classificação feita nas camadas como sendo nuvem ou aerossol, foi criado o CAD score (*Cloud-Aerosol Discrimination score*). O CAD, que vai normalmente de -100 a 100, indica o nível de confiança para uma determinada classificação, com valores negativos sendo associados a aerossóis e positivos a nuvens. Quanto mais próximo o valor absoluto do CAD score estiver de 100, mais segura é a classificação. Há também alguns valores especiais fora desse intervalo, associados a condições bastante particulares nas quais alguma camada foi detectada.

Por último mas não menos importante, o *Hybrid Extinction Retrieval Algorithm* (HERA) constitui um conjunto de algoritmos responsáveis por recuperar perfis de propriedades ópticas das camadas (que podem ser nuvem, aerossol ou outro) identificados pelo SIBYL.

4.1.3 Produtos disponíveis

Tanto o CALIOP quanto o IIR e o WFC possuem cada um deles um conjunto de produtos de dados com as respectivas propriedades detectadas. Os dados do CALIOP estão disponíveis para download no site principal do ASDC⁸, mediante cadastro, e também na seção de recorte⁹ que permite a aquisição de dados específicos para uma determinada região e período de tempo (Vaughan et al., 2020). Os arquivos de dados se encontram no formato *Hierarchical Data Format* (HDF). A Tabela 4.5 mostra os produtos do CALIOP em suas mais recentes versões (v. 4.1 e 4.2).

O grau de maturidade também é referido como nível de qualidade dos produtos de dados, sendo *Standard* o grau mais alto. A maturidade leva em conta a latência, ou seja, o tempo tomado para a criação do produto de dados combinando-se os dados observacionais com os parâmetros auxiliares. No caso de produtos *Standard*, esse tempo é de 2 a 4 dias.

⁷Também referida como razão de cor atenuada, simbolizada por χ' .

⁸<https://asdc.larc.nasa.gov>

⁹<https://subset.larc.nasa.gov>

Tabela 4.5: Produtos de dados do CALIOP, disponíveis para acesso. Fonte: NASA (2022b).

| Nível de processamento | Nome dos produto de dados | Grau de maturidade |
|-------------------------------|--|---------------------------|
| Level 1 | 1B Profile | Standard |
| Level 1,5 | 1,5 Profile | Standard |
| Level 2 | 5 km Aerosol Layer | Standard |
| | 5 km Cloud Layer | Standard |
| | 5 km Merged Layer | Standard |
| | 1 km Cloud Layer | Standard |
| | 333 m Merged (cloud and aerosol) Layer | Standard |
| | 5 km Aerosol Profile | Standard |
| | 5 km Cloud Profile | Standard |
| | Vertical Feature Mask | Standard |
| | Polar Stratospheric Cloud Mask | Standard |
| | Blowing Snow - Antarctica | Standard |
| Level 3 | Ice Cloud | Standard |
| | Stratospheric Aerosol Profile | Standard |
| | Cloud Occurrence | Standard |
| | Tropospheric Aerosol Profile | Standard |
| | GEWEX Cloud | Standard |

4.1.4 Razão lidar e a obtenção da profundidade óptica

O processo de obtenção dos perfis para os coeficientes de retroespalhamento e extinção, bem como da profundidade óptica das camadas detectadas, faz uso da razão lidar associada às mesmas. Em nuvens de gelo a determinação da razão lidar é feita em duas etapas, descritas a seguir.

Na primeira etapa, estimativas iniciais para essa razão e também para um fator de múltiplo espalhamento são produzidas a partir da temperatura no centroide da camada. No caso da razão lidar inicial, essa estimativa é dada através de uma função sigmoide com a referida temperatura, e apresenta valores típicos entre 35 e 20 sr (NASA, 2022b). O fator de múltiplo espalhamento é então recalculado no centroide da camada, considerando o *retrieval* do retroespalhamento e da extinção feitos ao longo de toda a profundidade da mesma. Esse cálculo é dispensável em camadas semitransparentes, mas é necessário para camadas opacas, pois nestas o centroide do retroespalhamento recuperado pode se encontrar em uma altitude consideravelmente distinta do centroide do retroespalhamento atenuado, o que conseqüentemente alterará o fator de múltiplo espalhamento. Na segunda etapa, uma nova solução para a extinção é obtida com esse fator de múltiplo espalhamento atualizado, e com isso também é derivada uma nova estimativa para a razão lidar, que é mais acurada por ser obtida sem a influência do espalhamento múltiplo. Como consequência desse processo, a razão lidar final em geral se mostrará maior do que a estimativa inicial, nas camadas opacas (Young et al., 2018).

Finalmente, a profundidade óptica é estimada pelo algoritmo do CALIOP com esse valor final da razão lidar juntamente com o coeficiente de retroespalhamento obtido, o qual depende da transmitância ao longo da camada:

$$\tau(R) = L \int_0^R \beta(r') dr', \quad (4.1)$$

Onde L é a razão lidar, discutida anteriormente. Nas nuvens mais opacas o sinal pode ser atenuado antes de alcançar a base da camada, de modo que a profundidade óptica passa a ser definida somente entre o topo e a altitude onde há atenuação total do sinal, identificando assim uma base aparente (ASDC, 2022; Young et al., 2018).

4.2 Dados utilizados e seu pré-processamento

4.2.1 Produto CLay 5 km

Os dados utilizados no presente trabalho são dos produtos de camadas de aerossóis e nuvens nível 2, versões 4.20 e 4.21. Especificamente, utilizamos os arquivos com as informações das camadas de nuvem com resolução igual ou superior a 5 km (também designado CLay 5 km). Selecionamos as trajetórias do CALIPSO dentro do retângulo de

coordenadas 12,5°S - 2,5°N e 50°W - 74°W, e considerando todo o período de tempo no qual há dados disponíveis (de junho de 2006 a março de 2021). A Figura 4.7 abaixo mostra o conjunto de trajetórias cobrindo a área selecionada, que tomamos como representativa do bioma Amazônico (indicado em verde).

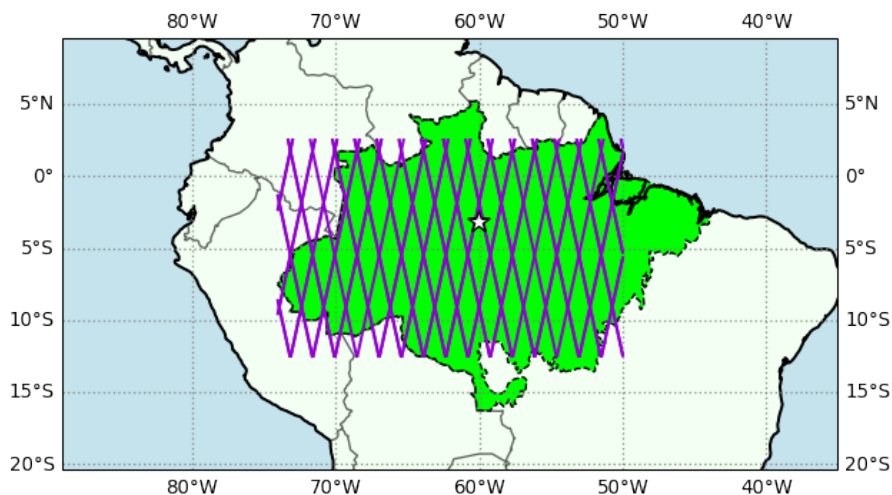


Figura 4.7: Área coberta pelos trajetos (em violeta) do CALIPSO na região escolhida. A área em verde representa o bioma da Amazônia, e a estrela indica a localização de Manaus.

Cada arquivo HDF do produto CLay 5 km é composto primariamente por dados e metadados. Os dados são variáveis, vetores ou matrizes associadas às propriedades das camadas ou perfis detectados pelo CALIOP. O conjunto dos dados constituem os chamados *Science DataSets*, ou SDS. Os metadados são informações a respeito dos dados com a finalidade de descrevê-los e auxiliar em seu uso. Mas também podem ser informações sobre a cena, como as características do solo abaixo do satélite. A listagem completa dos SDS disponíveis para os perfis e para as camadas consta da seção de *Data Products Descriptions*, do CALIPSO¹⁰.

No presente trabalho, utilizamos principalmente o SDS referente a *Vertical Feature Mask* (VFM). Esta máscara vertical de características é produzida pelo módulo SCA, responsável por classificar as camadas, e consiste de bandeiras (*flags*) que indicam a categoria na qual se encontra cada uma das camadas. Cada bandeira é composta por um conjunto de 16 bits que carregam a informação completa da classificação, conforme mostra a tabela do Apêndice A. A primeira classificação é quanto ao tipo de camada identificada pelo SCA, onde estamos interessados nas camadas de nuvem (bits 1-3, ID=2). As camadas de nuvens são então classificadas pela fase como: gelo, água ou cristais orientados, onde estamos interessados nas nuvens de gelo (bits 6-7, ID=1). Finalmente o SCA classifica o tipo da nuvem dentro de 8 tipos possíveis, e nos interessa as nuvens cirrus (bits 10-12, ID=6). A Figura 4.8 mostra a classificação das camadas, e a classificação das camadas de

¹⁰https://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/calipso_users_guide/data_summaries/layer/index_v420.php#surface_detection_confidence_1064.

nuvens.

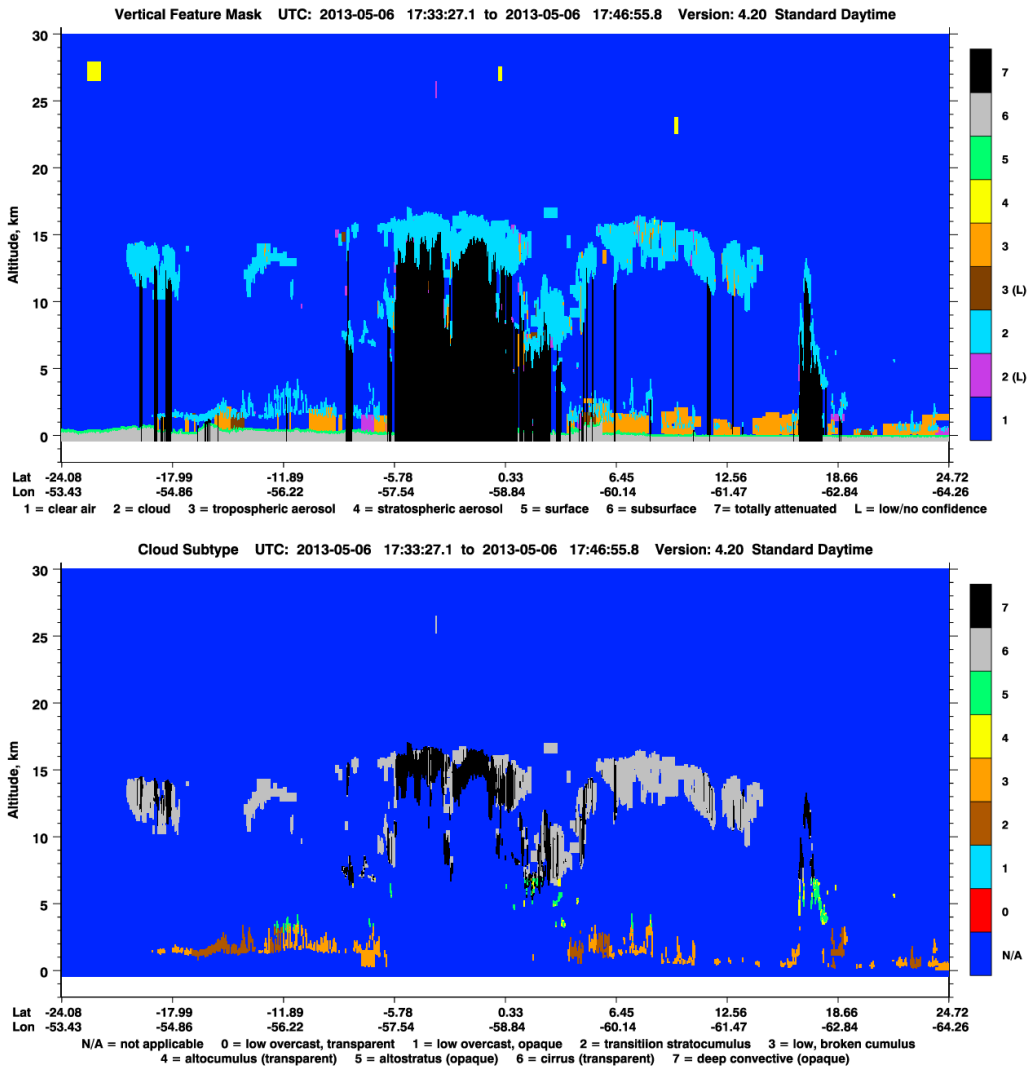


Figura 4.8: Exemplos de máscaras, contendo a *Vertical Feature Mask* (em cima) e tipos de nuvens (embaixo), conforme indicado nas legendas.

Antes de prosseguir, é preciso fazer uma ressalva. Os dados do produto CLay 5 km são frutos de um processamento onde foi tomada uma média de perfis necessária para a devida detecção das camadas. Em alguns casos requer-se a tomada de média com perfis ao longo de 333 m na horizontal, em outros casos 1 km ou mais. O produto CLay 5 km, apesar de sua designação, contém todas as camadas onde foi necessária a tomada de média ao longo de 5, 20 ou 80 km para a sua detecção. Como as nuvens cirrus podem ser opticamente muito finas e normalmente apresentam dimensões horizontais na escala de centenas de quilômetros, justifica-se aqui a preferência deste produto de dados.

4.2.2 Identificação das camadas de cirrus

O SCA distingue os tipos das nuvens usando a informação da razão de despolarização média na camada, bem como parâmetros auxiliares que possam ajudar na identificação. Geralmente nuvens cirrus apresentam $\delta_v(z)$ entre 0,25 e 0,40, sendo esse o principal critério de classificação (NASA, 2022c). Como complemento ao processo de identificação das cirrus pelo módulo SCA, neste trabalho são consideradas cirrus as camadas de nuvem de gelo com altitude de base acima de 8 km e temperatura de topo abaixo de $-37\text{ }^\circ\text{C}$, limiares utilizados em diversos trabalhos anteriores, como Gouveia (2014). Esses valores asseguram com maior confiabilidade que as nuvens encontradas serão compostas por cristais de gelo apenas. Resumindo, os dados do VFM foram filtrados pelos seguintes critérios:

- Tipo de camada: 2 (nuvem);
- Fase: 1 (gelo);
- Sub-tipo da camada: 6 (cirrus);
- $H_{base} > 8\text{ km}$
- $T_{topo} < -37\text{ }^\circ\text{C}$

Para garantir a qualidade da informação sobre as camadas de cirrus, foram usados o CAD score, já discutido acima, e o SDS do teste de qualidade da extinção (*Extinction Quality Check* ou *Extinction QC*). Para o CAD score foi determinada uma faixa de valores aceitáveis entre 70 e 100, de maneira a considerar somente camadas de nuvem cirrus com boa segurança na classificação. 75 % das camadas de nuvens cirrus que encontramos satisfizeram a condição do CAD. O *Extinction QC* é um indicador da qualidade ou incerteza do valor calculado para a extinção da camada, expressando as condições na obtenção dos dados de extinção e retroespalhamento. Cada *Extinction QC* é um inteiro de 16 bits, conforme apresentado no apêndice B. O *CALIPSO Quality Summary*¹¹ indica que valores 0 e 1 no *Extinction QC* em 532 nm evitam o aparecimento de anomalias na distribuição de profundidade óptica das camadas, e foi isso que utilizamos. Para as camadas de nuvens cirrus obtidas, 96 % satisfizeram essa restrição.

4.2.3 Pré-processamento

Os dados que descrevemos acima são difíceis de tratar estatisticamente devido à forma como estão organizados. Por exemplo, cada perfil medido pelo CALIPSO, em certa posição

¹¹Documento do CALIPSO que reúne informações importantes sobre a avaliação de camadas detectadas, principalmente quanto à atenuação do sinal (ver https://asdc.larc.nasa.gov/documents/calipso/quality_summaries/CALIOP_L2ProfileProducts_3,01.pdf).

e tempo, pode conter várias camadas de cirrus ou nenhuma. Nós desenvolvemos rotinas em Python para pré-processar estes dados produzindo tabelas (dataframes do Pandas) que foram então salvos como planilhas no formato CSV para posterior análise.

Além disso, de modo a representar a distribuição geográfica das propriedades analisadas, os dados obtidos ao longo das trajetórias do CALIPSO foram agrupados em uma grade regular (ver Figura 4.11 como exemplo). A posição e o espaçamento das células, 1,5° de latitude por 3° de longitude, foi escolhido de modo que o número de perfis em cada célula fosse aproximadamente o mesmo. Primeiramente, produzimos uma planilha com as informações de todos os perfis medidos. Cada perfil é uma linha da planilha, e as colunas contém as informações básicas (já disponíveis nos arquivo CLay 5 km) e avançadas (aquelas que nós calculamos). As informações básicas que incluímos foram: Ano, mês e dia de detecção; órbita diurna ou noturna; Latitude e Longitude; Altura da tropopausa¹²; e Energia do pulso laser. Para cada perfil, nossa rotina de pré-processamento calculou: Numeração do mês (desde Jun/2006); Número do perfil (desde o primeiro detectado); Posição (i,j) do perfil na grade regular; e Número de camadas de cirrus detectadas no perfil. Se havia pelo menos 1 camada de cirrus, segundo os nossos critérios de detecção, incluímos também: Altitude de base da camada mais inferior; Altitude de topo da camada mais superior; Profundidade óptica total; e Espessura geométrica total.

O segundo passo do pré-processamento foi produzir uma planilha com as informações de todas as camadas de cirrus detectadas. Desta vez, cada camada é uma linha da planilha, e as colunas contém as informações básicas e avançadas.

As informações básicas que incluímos foram aquelas do perfil: Ano, mês e dia de detecção; órbita diurna ou noturna; Latitude e Longitude; Altura da tropopausa; e Energia do pulso laser, e aquelas das camadas de cirrus: CAD score; Altitude de base e topo; Temperatura de base e topo; Profundidade óptica e sua incerteza. Quanto às informações que nós calculamos, incluímos as mesmas dos perfis: Numeração do mês; Número do perfil onde estava a camada; Posição (i,j) na grade; Número de camadas no perfil. Além disso, incluímos também a numeração da camada, dentro da sequência de camadas detectadas no mesmo perfil.

4.3 Observações sobre a disponibilidade dos dados

Um ponto de grande importância para ser mencionado diz respeito à variação na disponibilidade dos dados e também às falhas apresentadas pelo lidar durante o seu período de funcionamento. Em alguns momentos o CALIOP precisou ser desativado em virtude de problemas ocorridos no seu sistema ou para a realização de ajustes na instrumentação, o

¹²A altura da tropopausa foi obtida com dados do *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2* (MERRA-2), pelo *Global Modeling and Assimilation Office* (GMAO) *Data Assimilation System* (NASA, 2022b).

que acarretou na ausência de dados durante alguns dias de determinados meses. O gráfico da Figura 4.9 mostra o número de arquivos de dados disponíveis em função dos meses, onde nota-se uma grande variabilidade devido às interrupções citadas, e também uma diferença sistemática entre o dia e a noite. O que nos interessa, entretanto, é o número de perfis medidos, e não o número de arquivos de dados (em geral, cada arquivo contém uma trajetória do CALIPSO), o que é apresentado no painel inferior da mesma figura. Vemos que o número de perfis diurnos e noturnos é aproximadamente o mesmo, e que as falhas mencionadas acima reduzem de fato a disponibilidade de dados em alguns meses específicos.

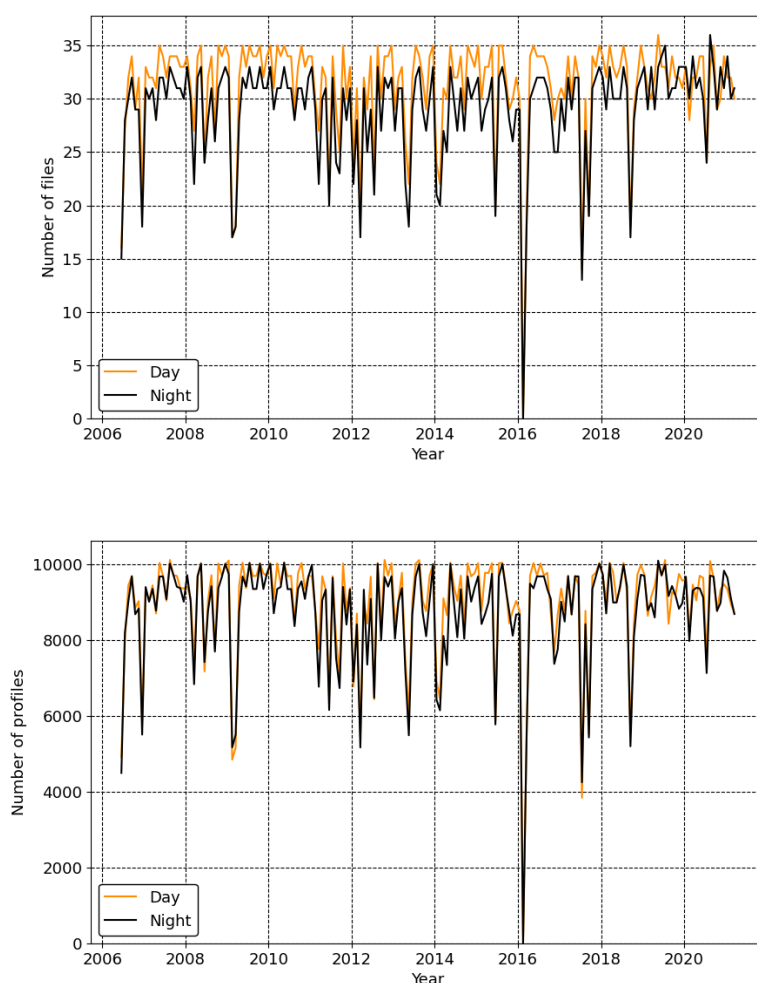


Figura 4.9: Gráfico do número de arquivos (em cima) e do número de perfis (embaixo) em função dos meses.

Outro fator que merece atenção, pois impactou gravemente na confiabilidade de um percentual considerável dos dados, é a redução da energia dos lasers no CALIOP. Em setembro de 2016, a pressão dentro das caixas onde se encontram os lasers começou a diminuir, o que tem levado a chances maiores de ocorrência de arcos coronais através do q-switch dos lasers. Quando esses arcos coronais acontecem, a energia do pulso laser

se torna reduzida, comprometendo a qualidade do sinal. Esse efeito é maior na região da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SAA, *South Atlantic Anomaly*), pois ela é caracterizada por uma redução na intensidade do campo magnético sobre o sudeste do continente sul-americano. O enfraquecimento do campo magnético nessa região ocasiona em uma menor proteção terrestre contra radiação vinda de fora, e muitas das partículas energéticas acabam presas no cinturão de Van Allen. Parte dessas partículas então podem levar ao aumento na incidência de arcos coronais nas caixas dos lasers (NASA, 2018).

Segundo a equipe de assessoria técnica do CALIPSO, a recomendação dada para uma seleção segura dos dados do CLay 5 km, sem o comprometimento por parte da influência causada pela SAA, é descartar aqueles perfis com energia mínima de laser em 532 nm menor do que 80 mJ. A Figura 4.10 mostra o percentual de perfis (dentro da região amazônica) com energia de laser inferior a 80 mJ, separado entre dia e noite.

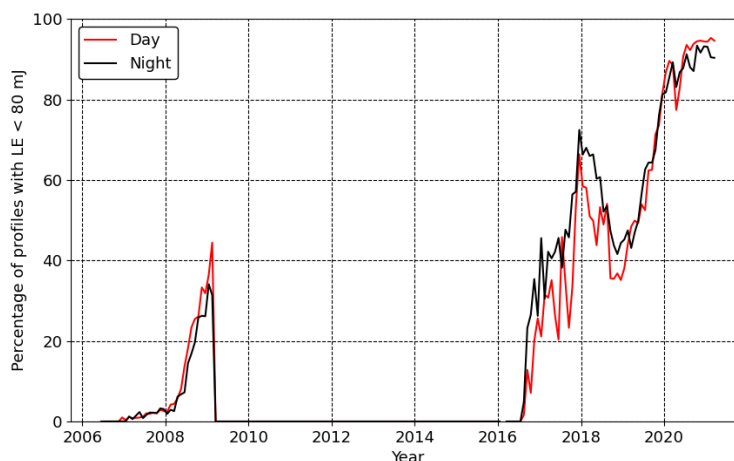


Figura 4.10: Percentual de perfis da região amazônica com energia do laser 532 nm inferior a 80 mJ, separado entre dia e noite.

A partir do gráfico se observa um aumento sensível no percentual de perfis considerados “ruins” (inviáveis para uso na pesquisa) a partir do segundo semestre de 2016. Um problema similar já havia ocorrido por volta de 2007 e 2008, que foi solucionado através do desligamento do primeiro laser e ativação do segundo. A situação se manteve normalizada entre o segundo semestre de 2009 e o primeiro de 2016, após isso voltando a apresentar problemas.

A fim de se ter noção da distribuição espacial dos perfis afetados pela redução na energia dos lasers foi gerado o mapa da Figura 4.11, que mostra a média (somente entre os anos prejudicados) do percentual de perfis com energia de laser inferior a 80 mJ. Pelo mapa é perceptível uma concentração maior de dados ruins na zona sudeste da Amazônia, mas que o problema impacta de fato toda a Amazônia. Foram medidos 2.880.430 perfis, contemplando toda a região amazônica e em todo o período de junho-2006 a dezembro-2019. Desse total tem-se 86,4 % de perfis com energia mínima do laser acima de 80 mJ

(ou seja, perfis “bons”). Os anos de 2020 e 2021 foram removidos por apresentarem mais de 80 % dos seus perfis com energia inferior a 80 mJ, estando portanto comprometidos.

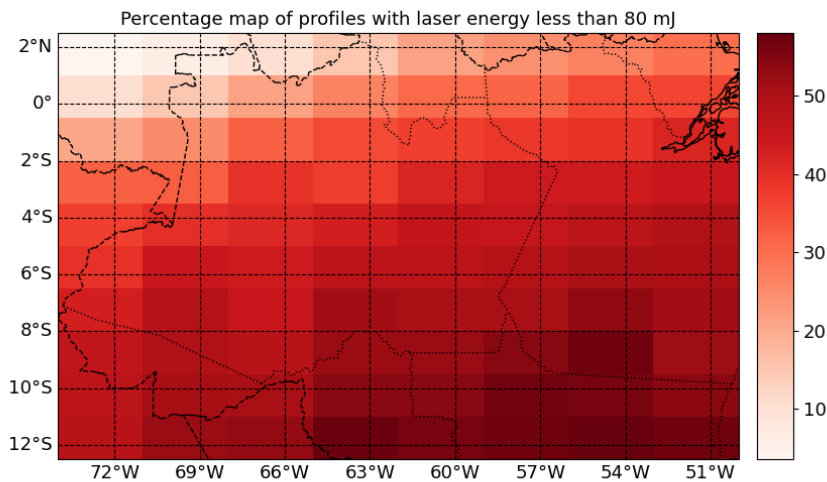


Figura 4.11: Mapa com a média do percentual de perfis com energia de laser inferior a 80 mJ. A média foi calculada levando em conta somente os meses com percentual não desprezível de perfis considerados “ruins”.

4.4 Cálculo da frequência de ocorrência das nuvens cirrus

A frequência de ocorrência diz respeito à fração do período de observação em que algum evento específico foi registrado, aqui se tratando da presença de nuvens cirrus sobre a Amazônia. A maneira usual de estimar a frequência de ocorrência durante um mês de observação seria por meio da contagem do número total de perfis identificados pelo CALIOP, e depois contar a quantidade de perfis em que é registrada a presença de pelo menos 1 camada de cirrus, nesse mesmo mês. A frequência seria calculada, portanto, através de

$$f_{month} = \frac{N_{cirrus}}{N_{total}} \quad (4.2)$$

Onde N_{cirrus} é a quantidade de perfis com cirrus e N_{total} é a quantidade total de perfis, ambos referentes ao mesmo período. Entretanto é importante levar em consideração problemas de amostragem. [Gouveia et al. \(2017\)](#), que estudou a distribuição das nuvens cirrus sobre Manaus com um lidar (elástico e inelástico) em solo, observou que é preciso considerar o que se chama de amostragem condicional ([Thorsen et al., 2011](#); [Protat et al., 2014](#)). Na fórmula acima, N_{total} não seria composto por todos os perfis disponíveis, mas somente por aqueles em que nuvens cirrus poderiam ser detectadas, mesmo que não tenham

sido de fato. Neste caso, foram excluídos os perfis com nuvens baixas, assumindo-se que a frequência de ocorrência de nuvens baixas e de cirrus são independentes. Neste trabalho, também fazemos uma amostragem condicional e calculamos a frequência de ocorrência para cada mês separadamente (devido a variação do número de perfis disponíveis) e descartamos da contagem os perfis em que a energia do laser estava menor do que 80 mJ.

Outro aspecto importante na amostragem dos dados diz respeito à variabilidade espacial pois em se tratando de uma região com extensão tal como a Amazônia, é preciso levar em conta o fato de que a cobertura de nuvens deve mudar de um local para outro e que o número de perfis “bons” também varia devido à anomalia magnética. A fim de calcular uma frequência de ocorrência média para toda a região, foi então adotado o procedimento explicado a seguir.

Em cada uma das células que compõem a grade e para cada mês de observação, foram reunidos todos os perfis “bons”, e desse subconjunto foram separados aqueles perfis onde há o registro de pelo menos uma camada de cirrus (das camadas selecionadas pela filtragem já feita). A frequência de ocorrência mensal em cada célula será então

$$f'_{month}(i, j) = \frac{N'_{cirrus}(i, j)}{N'_{total}(i, j)} \quad (4.3)$$

Onde $N'_{total}(i, j)$ é o número de perfis “bons” encontrados dentro da célula (i,j) num dado mês, $N'_{cirrus}(i, j)$ é o número de perfis “bons” na mesma célula e mês, e que contém pelo uma ou mais camadas de nuvem cirrus. Após calcular $f'_{month}(i, j)$ para todas as células no referido mês, calcula-se a média aritmética entre todas as células, e com isso tem-se a média da frequência de ocorrência num dado mês corrigida para a variabilidade espacial da Amazônia, ou seja:

$$\bar{f}'_{month} = \frac{1}{N_{lon}N_{lat}} \sum_{i=1}^{N_{lon}} \sum_{j=1}^{N_{lat}} \frac{N'_{cirrus}(i, j)}{N'_{total}(i, j)} \quad (4.4)$$

4.5 Caracterização e tendências das cirrus

Um processo similar pode ser feito com os perfis não apenas de um mês mas em toda uma estação, pois considera-se que as propriedades das nuvens (ópticas, geométricas ou frequência de ocorrência) não se alteram consideravelmente entre os meses de uma estação específica. Os mapas a serem mostrados de propriedades das camadas, inclusive, são resultado do agrupamento entre perfis ou camadas de uma mesma estação, para depois ser calculada a média (ou mediana) entre os diferentes anos. Neste trabalho considera-se que a estação úmida compreende os meses de janeiro, fevereiro, março e abril, enquanto que a estação seca corresponde aos meses de junho, julho, agosto e setembro. Os meses restantes do ano entrariam portanto no período de transição.

A determinação das propriedades ópticas e geométricas foi realizada com o uso dos dados entre o segundo semestre de 2009 e o primeiro semestre de 2016 (ver Figura 4.10), totalizando 7 anos, pois nesse período o percentual de problemas com o laser se mantém praticamente nulo e com isso a média das propriedades analisadas tem menos chances de ficar enviesada pela ausência de dados numa região ou num certo período. Nas análises a respeito da evolução temporal e tendências, entretanto, foi considerado um período maior (junho-2006 até dezembro-2019, ou 13,5 anos), pois nessas análises os resultados levaram em conta a média de todas as células da grade sobre a qual as propriedades foram calculadas, tendo com isso menor risco de enviesamento dos dados.

As estatísticas de caracterização, incluindo as tabelas e histogramas a serem apresentados no Capítulo 5, foram calculadas separadamente para as diferentes estações, sem dividir pelas células e sem separar por meses ou anos. Foi feita uma média simples envolvendo dados da Amazônia geral, para o período 2009-2016. Propriedades como altitude de base das camadas de cirrus são características individuais, e portanto a estimativa delas não requer amostragens relativizadas, diferentemente do que acontece com a frequência de ocorrência, um parâmetro definido de maneira populacional. Isso significa que, apesar de alguns pontos na região amazônica possuírem poucos dados num determinado período, esses dados presentes vão fornecer a informação necessária para a estimativa das propriedades.

O gráfico das frequências de ocorrência mensais foi produzido seguindo o procedimento explicado na seção 4.4, porém também foram criados mapas da distribuição da frequência de ocorrência sobre a Amazônia, nas diferentes estações. Nesses mapas a frequência de ocorrência em cada célula foi estimada de maneira mais simples, levando em conta o quociente entre número de perfis com cirrus (para todos os anos juntos) e o número de perfis totais no mesmo período.

A análise sobre a frequência de ocorrência de cirrus com a altitude, em função da profundidade óptica, foi realizada com um histograma bidimensional de distribuição vertical. Na criação desse histograma, para cada camada com valor de COD encontrado dentro de um dado bin, é acrescida 1 unidade em todos os bins de altitude que estão dentro da extensão vertical dessa camada. Por exemplo, se uma camada de cirrus com COD 0,1 possui extensão vertical de 12 a 13 km, os bins de altitude entre 12 e 13 km recebem 1 unidade de contagem na frequência relativa associada ao bin 0,1 de COD.

A análise sobre a distribuição espacial das propriedades ópticas e geométricas foi feita com mapas onde cada célula apresenta a mediana da propriedade correspondente numa dada estação. Escolhemos estimar a mediana porque acreditamos que essa estatística poderia refletir de maneira mais consistente o valor característico das propriedades. Na célula, essa estatística é calculada a partir de dados para uma estação e todos os anos reunidos. Além disso, também são apresentados mapas contendo a distribuição espacial do percentual de nuvens subvisuais, finas e opacas na Amazônia, mapas estes feitos com as médias das respectivas frações de nuvens cirrus.

No que tange ao estudo das tendências das cirrus, foram produzidos gráficos contendo a evolução dos percentis (ou da média, no caso da frequência de ocorrência) dos dados ao longo dos anos. Em cada célula, calculamos os percentis de 5, 25, 50, 75 e 95 % das propriedades num dado ano, depois fizemos a média sobre todas as células. O cálculo foi feito separadamente para as estações úmida e seca. Para a determinação da série temporal da frequência de ocorrência foi realizado um procedimento similar, mas no lugar dos percentis foi computada a razão entre perfis com cirrus para perfis totais. Nós também buscamos analisar a variabilidade espacial das possíveis tendências. Para isso, em cada célula calculamos os percentis da propriedade para cada ano, e depois realizamos um ajuste linear entre os percentis anuais, obtendo com isso o coeficiente angular de ajuste (e o erro associado). O mapa resultante então teria em cada célula o valor correspondente ao coeficiente angular de ajuste, dando um indicativo da tendência (de redução ou aumento) na propriedade analisada.

A fim de conseguir informação a respeito da significância estatística dos resultados, foi feita uma verificação com o teste t de Student ([Wilks, 2006](#)), aplicado individualmente nos gridpoints, e considerando um nível de significância de 95 %. Nos mapas, o coeficiente angular obtido está indicado conforme a escala de cor correspondente, com as áreas hachuradas representando os pontos com resultado classificado como estatisticamente significativo.

Capítulo 5

Resultados

Os resultados estão organizados em três seções. Primeiramente é analisada a climatologia das propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus sobre a Amazônia como um todo, considerando o período selecionado entre 2009 e 2016. Em seguida é discutida a distribuição vertical das nuvens de acordo com a profundidade óptica, nas mesmas condições espaciais e temporais. Depois partimos para a análise da distribuição espacial das propriedades das cirrus. Por fim, apresentamos as séries temporais dessas propriedades, e discutimos a identificação de tendências temporais entre 2006 e 2019.

5.1 Propriedades ópticas e geométricas

Ao todo foram registradas e analisadas 941.211 camadas de nuvens cirrus dentro do período 2009-2016, sendo aproximadamente 38,1 % delas presentes na estação úmida (janeiro, fevereiro, março e abril), 19,4 % na estação seca (junho, julho, agosto e setembro) e 42,5 % durante os meses de transição (maio, outubro, novembro e dezembro). A Tabela 5.1 apresenta estatísticas de todas as camadas registradas, separando ainda entre as faixas de profundidade óptica. Já a Tabela 5.2 traz estatísticas a respeito dos perfis verticais onde foram registradas uma ou mais camadas de cirrus. Seguindo [Sassen and Cho \(1992\)](#), foi considerado que uma nuvem cirrus é subvisual (SVC) quando apresenta valores de COD inferiores a 0,03, fina quando possui COD entre 0,03 e 0,3, e opaca para COD superior a 0,3.

A média da altitude de base das nuvens cirrus é de $13,4 \pm 2,1$ km, enquanto que a média de topo é $15,3 \pm 1,8$ km. A espessura média resultou em $1,9 \pm 1,3$ km, com uma profundidade óptica de $0,32 \pm 0,54$. Tanto a base quanto o topo são mais elevados no período chuvoso do que no seco. Entretanto observa-se que a espessura geométrica e a profundidade óptica *médias* não manifestam mudanças significativas ao longo do ano, o que pode ser visto também nas médias de COD das populações opacas, finas e subvisuais.

Aproximadamente 40,8 % (43,5 %) das nuvens cirrus são finas, 29,6 % (28,6 %) são subvisuais e 29,6 % (27,8 %) são opacas na estação úmida (seca), respectivamente. Isso indica, portanto, uma presença majoritária de nuvens cirrus do tipo fina sobre a Amazônia, o que está de acordo com [Sassen et al. \(2009\)](#). Estes autores observaram, com dados do CALIOP entre 2006 e 2008, que as cirrus finas têm suas maiores frequências de ocorrência

Tabela 5.1: Resumo das estatísticas sobre as camadas de cirrus para as estações úmida, seca, transição (maio, outubro, novembro e dezembro) e total, no período de 2009 a 2016. Os desvios padrão são mostrados entre parênteses.

| | Total | Wet | Transition | Dry |
|----------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| All layers | | | | |
| No. of cirrus layers | 941.211 | 358.708 | 400.292 | 182.211 |
| Base altitude (km) | 13,4(2,1) | 13,6(2,1) | 13,4(2,1) | 12,8(1,9) |
| Top altitude (km) | 15,3(1,8) | 15,5(1,8) | 15,4(1,8) | 14,6(1,6) |
| Thickness (km) | 1,9(1,33) | 1,93(1,36) | 1,96(1,36) | 1,73(1,15) |
| Layer optical depth | 0,32(0,54) | 0,32(0,54) | 0,32(0,54) | 0,31(0,53) |
| Relative freq. Opaque cirrus (%) | 29,3 | 29,6 | 29,6 | 27,8 |
| Relativ freq. Thin cirrus (%) | 41,8 | 40,8 | 41,9 | 43,5 |
| Relativ freq. SVC (%) | 28,9 | 29,6 | 28,5 | 28,6 |
| Base above tropopause (%) | 2 | 2,3 | 2,3 | 1 |
| Top above tropopause (%) | 26,6 | 28,1 | 28,9 | 18,9 |
| Opaque layers | | | | |
| No. of cirrus layers | 275.452 | 106.234 | 118.478 | 50.740 |
| Base altitude (km) | 11,6(1,7) | 11,7(1,7) | 11,7(1,7) | 11,2(1,5) |
| Top altitude (km) | 14,6(1,8) | 14,8(1,9) | 14,8(1,8) | 13,9(1,6) |
| Thickness (km) | 3,05(1,53) | 3,1(1,57) | 3,14(1,54) | 2,73(1,34) |
| Cloud optical depth | 0,9(0,7) | 0,9(0,7) | 0,9(0,7) | 0,9(0,7) |
| Thin layers | | | | |
| No. of cirrus layers | 393.372 | 146.226 | 167.866 | 79.280 |
| Base altitude (km) | 13,5(1,7) | 13,8(1,7) | 13,6(1,7) | 13,0(1,5) |
| Top altitude (km) | 15,3(1,8) | 15,5(1,8) | 15,4(1,7) | 14,5(1,6) |
| Thickness (km) | 1,71(0,94) | 1,73(0,97) | 1,76(0,96) | 1,58(0,84) |
| Cloud optical depth | 0,12(0,07) | 0,12(0,07) | 0,12(0,08) | 0,12(0,07) |
| SVC layers | | | | |
| No. of cirrus layers | 272.387 | 106.248 | 113.948 | 52.191 |
| Base altitude (km) | 14,9(1,5) | 15,2(1,5) | 15,0(1,4) | 14,2(1,3) |
| Top altitude (km) | 16,0(1,5) | 16,2(1,6) | 16,0(1,5) | 15,2(1,4) |
| Thickness (km) | 1,02(0,51) | 1,03(0,53) | 1,01(0,52) | 0,98(0,46) |
| Cloud optical depth | 0,014(0,008) | 0,014(0,008) | 0,014(0,008) | 0,014(0,008) |

Tabela 5.2: Resumo das estatísticas integradas sobre os perfis com cirrus para as estações úmida, seca, transição e total, no período de 2009 a 2016. Os desvios padrão são mostrados entre parênteses.

| | Total | Wet | Transition | Dry |
|-----------------------------------|------------|------------|------------|-----------|
| No. of profiles | 1.474.457 | 455.898 | 520.636 | 497.923 |
| Frequency of occurrence (%) | 49,5 | 59,5 | 58,5 | 30,8 |
| No. of profs. w/ cirrus | 729.672 | 271.395 | 304.826 | 153.451 |
| Freq. occurrence, opaque (%) | 18,4 | 22,9 | 22,3 | 10,1 |
| No. of profs., opaque | 271.049 | 104.339 | 116.359 | 50.351 |
| Freq. occurrence, thin (%) | 23,9 | 28,3 | 28,6 | 14,9 |
| No. of profs., thin | 352.085 | 129.108 | 148.940 | 74.037 |
| Freq. occurrence, SVC (%) | 15,7 | 19,6 | 18,4 | 9,2 |
| No. of profs., SVC | 231.056 | 89.502 | 95.771 | 45.783 |
| Mean COD (sum over prof.) | 0,45(0,77) | 0,47(0,81) | 0,46(0,76) | 0,4(0,72) |
| No. cirr. lyrs per prof. w/ cirr. | 1,29 | 1,32 | 1,31 | 1,19 |
| Profs. w/ 1 cirrus layer (%) | 76,1 | 73,6 | 74,6 | 83,6 |
| Profs. w/ 2 cirrus layers (%) | 18,9 | 20,7 | 19,8 | 13,8 |
| Profs. w/ 3 cirrus layers (%) | 4,3 | 5,0 | 4,8 | 2,3 |
| Profs. w/ 4 cirrus layers (%) | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 0,3 |

nas regiões tropicais continentais e no Pacífico. A Tabela 5.2 também mostra isso, tendo em vista que a frequência de ocorrência para perfis com cirrus finas é de 28,3 % (14,9 %), já para cirrus opacas é de 22,9 % (10,1 %) e para SVC é de 19,6 % (9,2 %) na estação úmida (seca).

5.1.1 Comparação entre estações úmida e seca

Foram identificados 1.474.457 perfis verticais, e em 49,5 % destes foram observadas camadas de nuvem cirrus, significando que ocorreram cirrus em quase metade do tempo total de observação. A frequência de ocorrência durante a estação úmida foi de 59,5 %, porém na estação seca esse percentual cai para 30,8 %, em paralelo com a queda na precipitação conforme o gráfico da Figura 5.1.

É possível observar uma sazonalidade na frequência de ocorrência das cirrus, com mínimo na sua formação nos meses correspondentes à estação seca (de junho a setembro, chegando a 24,7 %) e alta no começo do ano (alcançando 66,7 %), onde os índices de precipitação estão também mais elevados.

Outro aspecto observável da Tabela 5.2 é o fato de a maioria das nuvens cirrus se encontrarem sozinhas num perfil. Dos perfis analisados, há cerca de 1,32 (1,19) camada de cirrus em cada perfil onde foi confirmada a presença de algum cirrus durante a estação

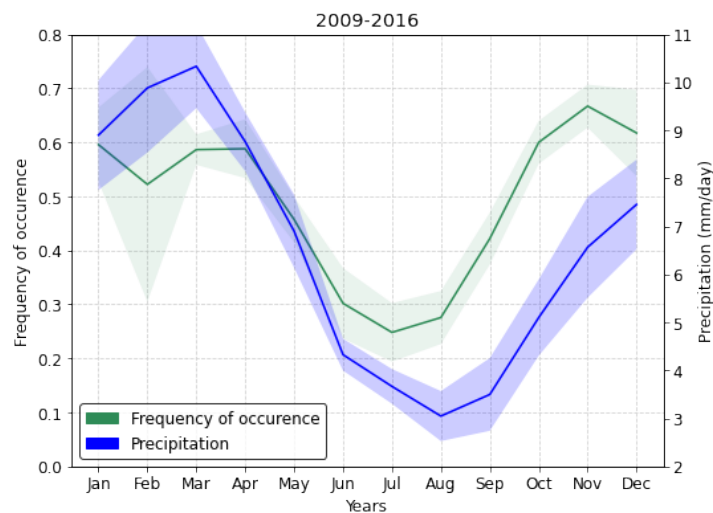


Figura 5.1: Frequência de ocorrência mensal (% , verde) e precipitação (mm/dia, azul) para toda a Amazônia, numa média de 2009 a 2016. Os dados de precipitação são oriundos do *Global Precipitation Climatology Project*, fornecido pela NOAA/OAR/ESRL PSL, em Boulder, Colorado (USA) (Adler et al., 2003).

úmida (seca). Se separarmos pela quantidade de camadas em cada perfil, teremos que 73,6 % (83,6 %) dos perfis com cirrus apresenta uma camada da nuvem apenas, e 20,7 % (13,8 %) contém duas camadas de cirrus.

O painel da Figura 5.2 contém histogramas normalizados da altitude de base, altitude de topo, espessura geométrica e distância da tropopausa ao topo das nuvens. Um dos primeiros pontos dignos de nota são as diferenças existentes entre a estação úmida e a seca. Na estação úmida a tropopausa se encontra mais elevada, bem como as nuvens cirrus, o que é observado pelos histogramas (a) e (b) da Figura. No histograma de altitude de topo é possível ver inclusive uma população maior de nuvens com topo acima da tropopausa. De todas as camadas de cirrus registradas na estação úmida (seca), cerca de 28 % (19 %) apresentou topo acima da tropopausa. É importante salientar que, enquanto nos histogramas de altitude de base e topo a altura indicada da tropopausa é a média nos respectivos períodos (chuvoso e seco), no histograma (d) a diferença é calculada entre o topo de cada nuvem e a altura da tropopausa no mesmo instante. Os picos observados nas distribuições de altitude de base e topo aparentam ocorrer nas cirrus em geral sobre os trópicos, conforme relata Nazaryan et al. (2008).

A distribuição de bases na estação úmida mostra-se mais espalhada, enquanto que durante a estação seca há uma concentração maior próxima de 13,5 km de altitude. Esse comportamento das bases durante o período seco, juntamente com a redução na altitude do topo nesse mesmo período, acaba resultando em espessuras geométricas menores, o que é refletido no histograma correspondente da Figura 5.2, e portanto em cirrus mais finas.

Ao se comparar o histograma (b) com o (d), fica evidente que este último é mais estreito do que o de altitude de topo. As nuvens cirrus mais elevadas tendem a alcançar

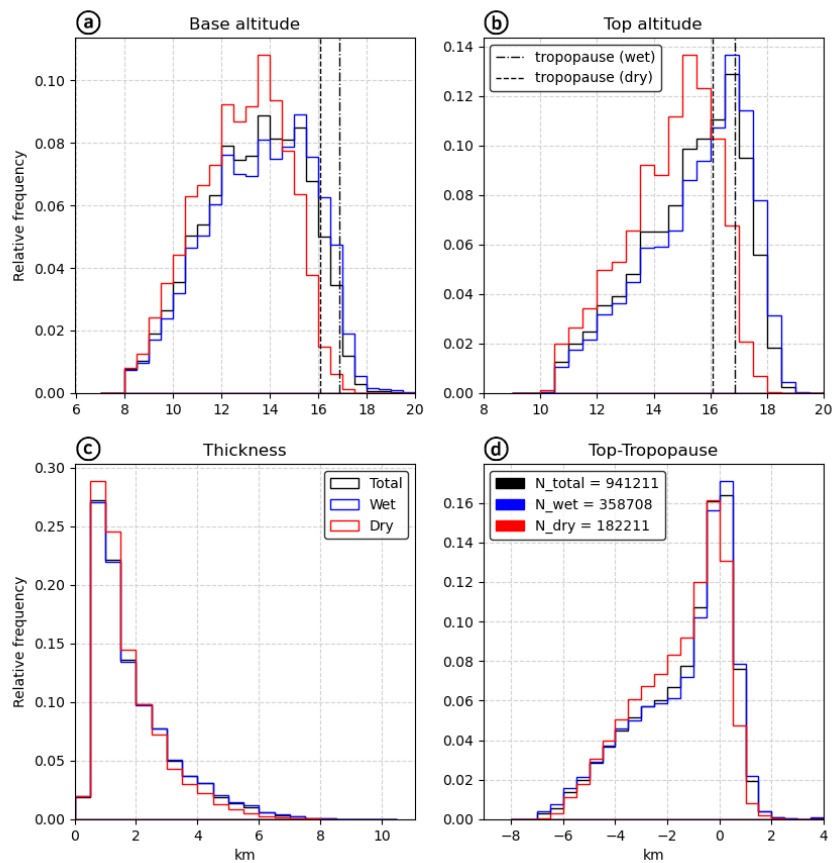


Figura 5.2: Histogramas normalizados de (a) altitude de base, (b) altitude de topo, (c) espessura geométrica e (d) altura do topo em relação à tropopausa, separados entre as estações úmida (azul), seca (vermelho) e total (preto). N_{total} , N_{wet} e N_{dry} indicam o número de camadas de cirrus totais, de camadas registradas na estação úmida e de camadas registradas na estação seca, respectivamente e em toda a Amazônia. As linhas tracejadas indicam a altura da tropopausa em cada estação.

a tropopausa e não passam muito acima dela, o que é visto no histograma (b). Se a tropopausa ficar menos elevada, o topo da cirrus mais alta provavelmente também estará em uma altitude menor, e justamente a variação na altura da tropopausa que vai causar o alargamento do pico nos histogramas de altitude de topo. Quando descontamos a altura da tropopausa, o pico se torna mais estreito, tal como no histograma (d) da Figura.

Outro ponto importante diz respeito à própria distribuição das espessuras geométricas. Nota-se uma queda brusca na contagem de camadas com espessuras inferiores a 500 m, o que pode na verdade estar associado a limitações do sistema de detecção do CALIOP. Gouveia (2018), que realizou medidas de cirrus ao norte de Manaus-AM entre 2011 e 2012 (ver Capítulo 1), obteve os resultados indicados nos histogramas normalizados da Figura 1.5. Gouveia analisou medidas realizadas por um lidar que operava continuamente, sendo desligado apenas entre 11 h e 14 h, horário local (UTC-4). A distribuição de espessuras geométricas apresentada por Gouveia (2018) é similar àquela da Figura 5.2, exceto pela faixa de cirrus mais finas, com espessura inferior a 500 m. Acreditamos que o CALIOP tenha dificuldade de detectar camadas tão finas devido a pequena profundidade óptica, que poderia estar abaixo do seu limite de detecção. Além disso, tanto no histograma da Figura 5.2 quanto no da Figura 1.5 há um pico na altura do topo durante a estação seca, entre 15 e 16 km. Entretanto na estação úmida a diferença é marcante, pois na Figura 1.5 são notados claramente dois picos distintos, enquanto que no histograma da Figura 5.2 observa-se apenas um grande pico, pouco abaixo de 17 km. Isso pode sugerir que a distribuição das cirrus como um todo na Amazônia, durante a estação úmida, possui concentração em altitudes levemente maiores do que aquelas encontradas em Manaus.

As temperaturas na base e no topo das cirrus apresentaram um comportamento bem definido, como pode ser visto nos histogramas da Figura 5.3. Nota-se a maior presença de cirrus com topo mais frio do que $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$, enquanto que nuvens com temperaturas acima de $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ são mais escassas. O pico da distribuição de temperaturas de topo é deslocado levemente para temperaturas maiores entre a estação úmida e a seca, e o mesmo acontece no histograma de temperaturas de base, sugerindo que as cirrus da estação seca são razoavelmente mais quentes que aquelas da estação úmida. Isso pode ser entendido pela altitude mais baixa da tropopausa na estação seca (ver Figura 5.2).

Segundo Liou (2002), cristais de gelo como a roseta de bala (*bullet rosette*) são predominantes nas nuvens a temperaturas acima de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, enquanto que para abaixo disso são as colunas ou prismas que dominam, o que pode ser o caso das cirrus encontradas sobre a Amazônia.

Na Figura 5.4, que mostra um histograma das profundidades ópticas registradas para as camadas de cirrus, percebe-se o volume na população de cirrus finas ($0,03 \leq \text{COD} < 0,3$), em comparação com as subvisuais e opacas. Também é visto que entre as estações seca e úmida não há diferenças consideráveis na quantidade de nuvens nesses dois extremos. A diferença mais notável se dá na região em torno de $\text{COD} = 0,1$, para a qual há uma

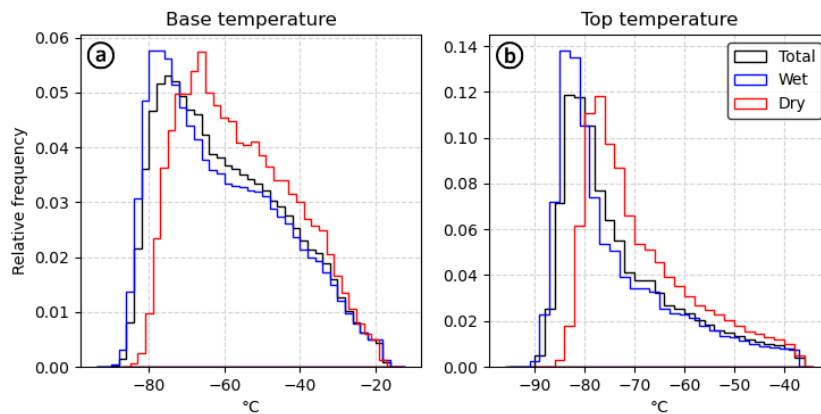


Figura 5.3: Histogramas normalizados das temperaturas (a) de base e (b) de topo, separados entre as estações úmida e seca.

frequência menor de nuvens durante a estação úmida do que na seca.

Portanto, pode-se constatar que apesar de a profundidade óptica média das cirrus na Amazônia não manifestar alterações consideráveis ao longo do ano, o mesmo não ocorre com a população das cirrus opticamente finas, o que também foi visto nas Tabelas 5.1 e 5.2.

Comparando o histograma da Figura 5.4 com o histograma (d) da Figura 1.5, nota-se que ambos apresentam um pico de população em cerca de $COD = 0,02$ durante a estação seca, enquanto que durante a estação úmida as cirrus sobre Manaus se mostram mais opacas que as cirrus sobre a Amazônia como um todo.

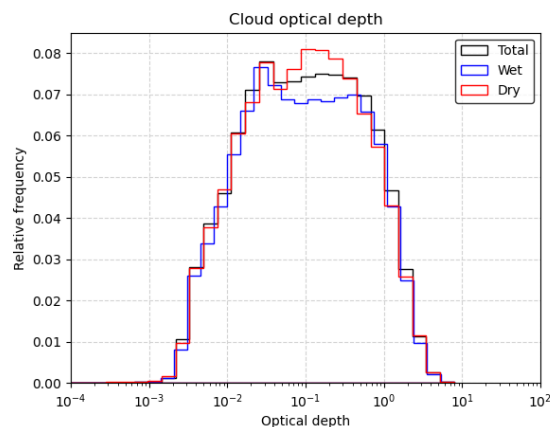


Figura 5.4: Histograma normalizados da profundidade óptica de nuvem, separado entre as estações úmida, seca e período total.

5.1.2 Comparação entre faixas de profundidade óptica de nuvem

Para avançar na compreensão das nuvens cirrus na Amazônia, analisamos então as mesmas variáveis mas agora segregadas pela profundidade óptica. O painel de histogramas

da Figura 5.5 é similar ao da Figura 5.2, com a diferença de que agora as curvas são separadas de acordo com o tipo de nuvem cirrus: sub-visual (COD < 0,03), fino (0,03 < COD < 0,3), e opacos (COD > 0,3).

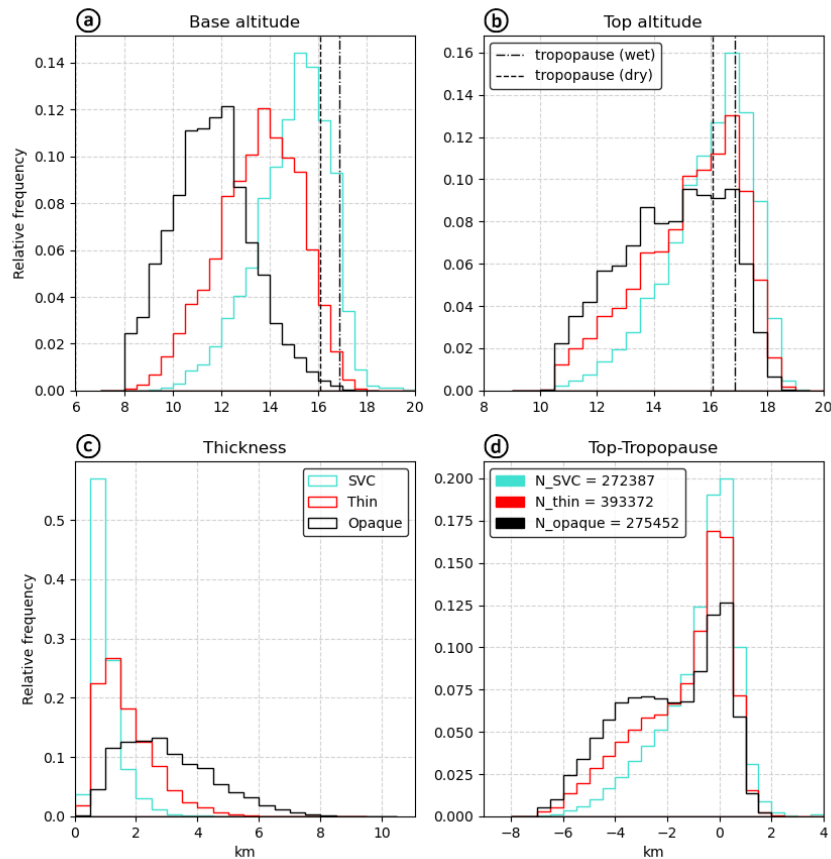


Figura 5.5: Histogramas normalizados de (a) altitude de base, (b) altitude de topo, (c) espessura geométrica e (d) altura do topo em relação à tropopausa, separados entre cirrus subvisual (SVC), finas (*thin*) e opacos (*opaque*). N_{SVC} , N_{thin} e N_{opaque} mostram a quantidade de camadas registradas como SVC, finas e opacas, respectivamente.

Há uma clara diferença da altitude de base entre as cirrus subvisuais, finas e opacas, indicando que quanto maior a profundidade óptica, mais baixa tende a ser a base da nuvem (levando em conta que as cirrus são limitadas pela tropopausa e portanto nuvens opticamente mais espessas tenderão a possuir base mais baixa). Quanto à altitude de topo, há mais nuvens opticamente finas e subvisuais em altitudes maiores, concentradas na tropopausa. Além do pico pronunciado no nível da tropopausa (painel d), também se observa uma proeminência a cerca de 3 km abaixo da mesma, para as cirrus opacas, possivelmente sugerindo cirrus com origens distintas.

Assim como no histograma de altitude de base da Figura 5.5a, a Figura 5.6a mostra uma diferença ainda mais evidente na curva de temperaturas entre as faixas de COD. Analisando as curvas, constata-se que quanto mais opticamente fina for a nuvem cirrus, mais fria também será, possivelmente porque nuvens mais finas tendem a desaparecer em

temperaturas mais quentes. Ao olharmos sobre as temperaturas de topo, vemos que há um padrão similar para os três tipos, que é o pico em cerca de $-83\text{ }^{\circ}\text{C}$. Essa é justamente a região de temperatura onde se encontra a tropopausa (Tegtmeier et al., 2020).

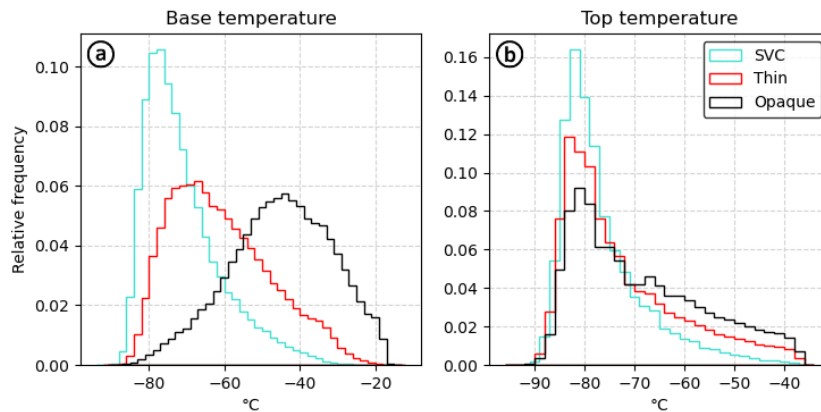


Figura 5.6: Histogramas normalizados das temperaturas de base e de topo, separados entre cirrus subvisual, finas e opacas.

5.1.3 Distribuição vertical da profundidade óptica

A Figura 5.7 contém histogramas bidimensionais da ocorrência de cirrus em função da altitude e da profundidade óptica, tanto para a estação úmida quanto para a seca. Observa-se a concentração maior de cirrus finas ou subvisuais em altitudes mais elevadas, além de haver uma distribuição ampla na profundidade óptica nessas regiões superiores, próximas da tropopausa. Isso está de acordo com o observado por estudos anteriores. As nuvens opacas são produzidas diretamente pelo desentranhamento das bigornas das nuvens convectivas profundas. Elas podem persistir na atmosfera por horas a dias se houver um movimento ascendente (Ackerman et al., 1988; Seifert et al., 2007), mas dispersam e tornam-se mais finas geometricamente e opticamente a medida que o fazem. Na estação úmida há um percentual maior de cirrus ultrapassando a altitude da tropopausa, registro observado também por Gouveia (2018) com os dados sobre Manaus.

Por outro lado, Gouveia relatou um perfil de distribuição com possíveis modas nas cirrus finas da estação úmida, algo não observado aqui. Na figura Figura 5.7, vemos um comportamento mono-modal, com pico único nas três categorias em ambas as estações. A atividade convectiva durante a estação úmida é intensa sobre a região amazônica quando comparada com a estação seca, levando a uma frequência maior na formação de nuvens de convecção profunda (Sassen et al., 2009), que Gouveia explica estar associada a uma frequência maior de *over-shooting*, quando a nuvem convectiva injeta material na tropopausa ou acima dela. Uma possível explicação para os nossos resultados não mostrarem o mesmo é o fato de estarmos analisando uma área grande, com latitudes ao sul e ao norte

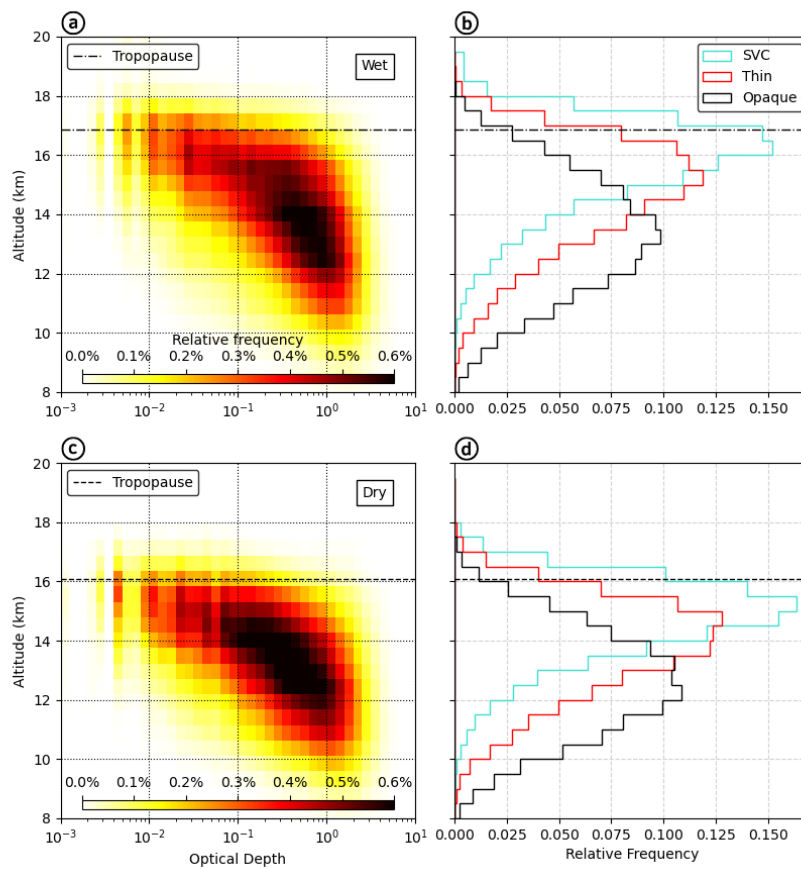


Figura 5.7: Histogramas bidimensionais normalizados de frequência de ocorrência das nuvens cirrus com a altitude em função da profundidade óptica, separado entre as estações úmida e seca. Na direita observa-se o mesmo, porém integrado sobre as faixas de profundidade óptica SVC, cirrus finas e opacas. As linhas tracejadas indicam a altura média da tropopausa nas respectivas estações.

do equador e com diferentes altitudes da tropopausa. Outra explicação seria a observação do CALIOP em 2 horários por dia, enquanto que o trabalho de [Gouveia \(2018\)](#) analisa o ciclo diurno completo.

Para entender essa relação entre a profundidade óptica e a geométrica, a Figura 5.8 mostra histogramas bidimensionais da frequência relativa nas estações úmida e seca. Nesses histogramas podemos ver a correspondência direta entre as duas propriedades, o que indica que o coeficiente de extinção das nuvens cirrus é aproximadamente constante, ou seja, há uma relação linear entre COD e espessura. Além disso, é importante reconhecer a semelhança entre as distribuições para as estações úmida e seca, que já havia sido notado nas figuras 5.2c e 5.4, sugerindo que os tamanhos e tipos de cristais de gelo são semelhantes nas duas estações.

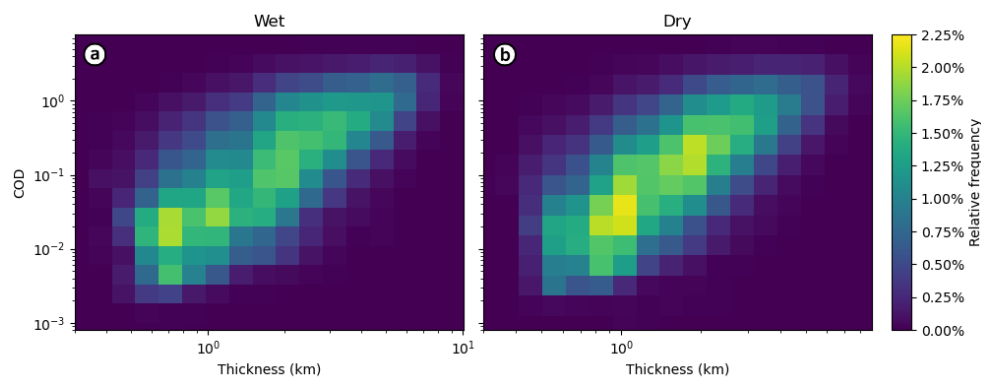


Figura 5.8: Histogramas normalizados bidimensionais de frequência de ocorrência de cirrus com a profundidade óptica em função da espessura geométrica, separado entre as estações úmida e seca.

5.2 Distribuição espacial das propriedades

Passamos agora a analisar a distribuição espacial das propriedades geométricas e ópticas discutidas acima. A Figura 5.9 mostra a distribuição média de precipitação entre os anos 2009 a 2016, nos períodos chuvoso e seco sobre a Amazônia. Esses mapas serão muito úteis para ajudar a explicar a distribuição espacial da frequência de ocorrência de cirrus, apresentado nos mapas seguintes.

As três figuras seguintes mostram a distribuição espacial da frequência de ocorrência das nuvens cirrus sobre a Amazônia, durante a estação úmida (Figura 5.10b), seca (Figura 5.10c) e total (Figura 5.10a). Durante a estação úmida há uma distribuição relativamente uniforme de nuvens, com valores próximos de 0,6 e leve concentração na região mais ao sudeste. Essa uniformidade acompanha a extensão das áreas intensamente cobertas pela precipitação durante a estação úmida, conforme visto na Figura 5.9a. Já na estação seca, a frequência de ocorrência diminui bastante, caindo para valores de 0,3 ou inferiores. Nota-se

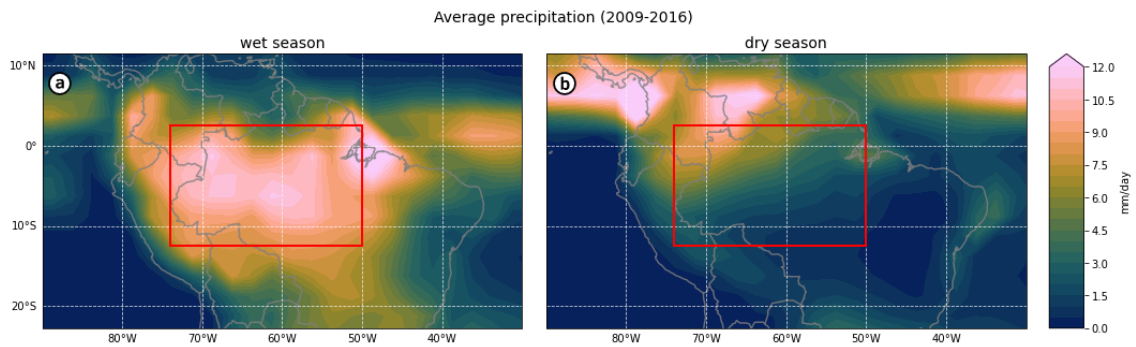


Figura 5.9: Mapa da média de 2009 a 2016 para a precipitação (em mm/dia) sobre a região amazônica, durante (a) a estação úmida e (b) a estação seca. O retângulo em vermelho corresponde à área de análise no presente trabalho. Dados oriundos do *Global Precipitation Climatology Project*, fornecido pela NOAA/OAR/ESRL PSL, em Boulder, Colorado (USA) (Adler et al., 2003).

também uma concentração maior de nuvens a noroeste da Amazônia, próximo da Colômbia e da Venezuela. Esse comportamento se encaixa com o padrão de precipitação apresentado na Figura 5.9b, tendo em vista que uma maior atividade convectiva poderá levar a maiores índices de precipitação e também à formação de cirrus por desentranhamento das bigordas das nuvens de convecção profunda. Sassen et al. (2009) inclusive trazem mapas com a distribuição global tanto de nuvens de convecção profunda quanto de cirrus, e nesses mapas é possível ver que durante os meses de junho a agosto há maior presença de ambos os tipos de nuvem sobre a Colômbia e Venezuela.

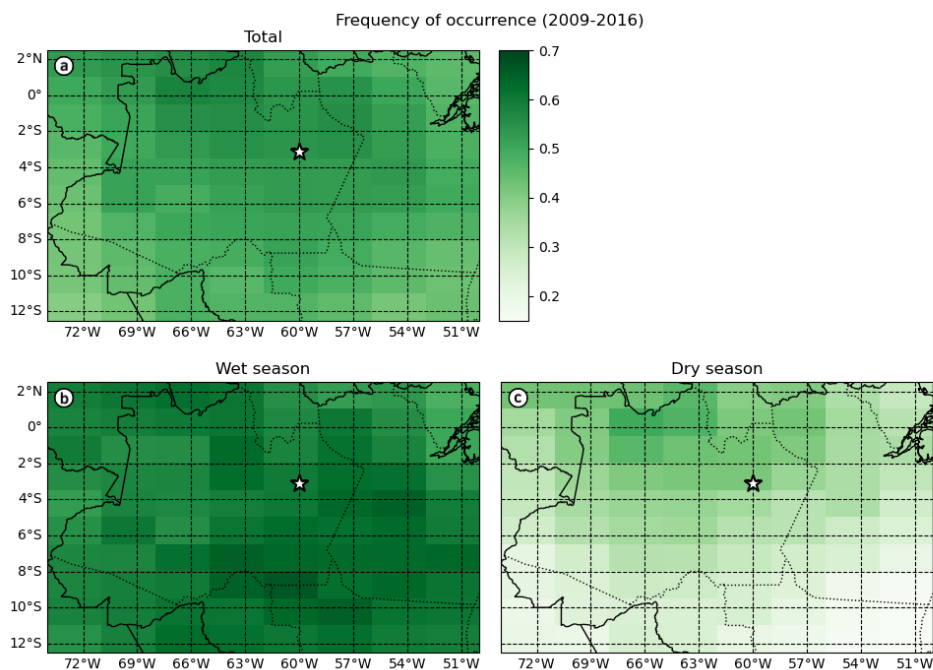


Figura 5.10: Mapas de frequência média de ocorrência de cirrus, para o ano inteiro (a), estação úmida (b) e estação seca (c). A estrela indica a localização de Manaus. Média calculada entre 2009 e 2016.

Ao se considerar o ano completo, juntando as estações úmida, seca e o período de transição entre as mesmas, há novamente uma distribuição relativamente uniforme na frequência de ocorrência de cirrus sobre a região, com uma certa baixa ao sul e alta ao norte do Brasil. Segundo os resultados apresentados por [Sassen et al. \(2009\)](#), na média para um ano inteiro a frequência de ocorrência de nuvens de convecção profunda possui valores maiores em regiões mais próximas do Peru, consideravelmente ao sul do pico mostrado no mapa da Figura 5.10a, sugerindo que um percentual considerável das cirrus observadas tenham sido formadas distantes de seu local de detecção.

Na Figura 5.11 são mostradas medianas da altitude de base e de topo ao longo da Amazônia, separadas entre estação úmida e seca. Nos painéis da altitude de base, nota-se que os valores flutuam em torno da média de 13,6 km durante a estação úmida (ver Tabela 5.1), enquanto que na estação seca as altitudes são menores, em torno da média de 12,8 km. Há uma redução perceptível na altitude de topo das cirrus durante a estação seca, principalmente na região sudeste da Amazônia, como pode ser visto no painel (d). Diferentemente do que observamos para a frequência de ocorrência, base e topo apresentam valores maiores na porção noroeste durante a estação úmida, e são mais uniformes durante a estação seca.

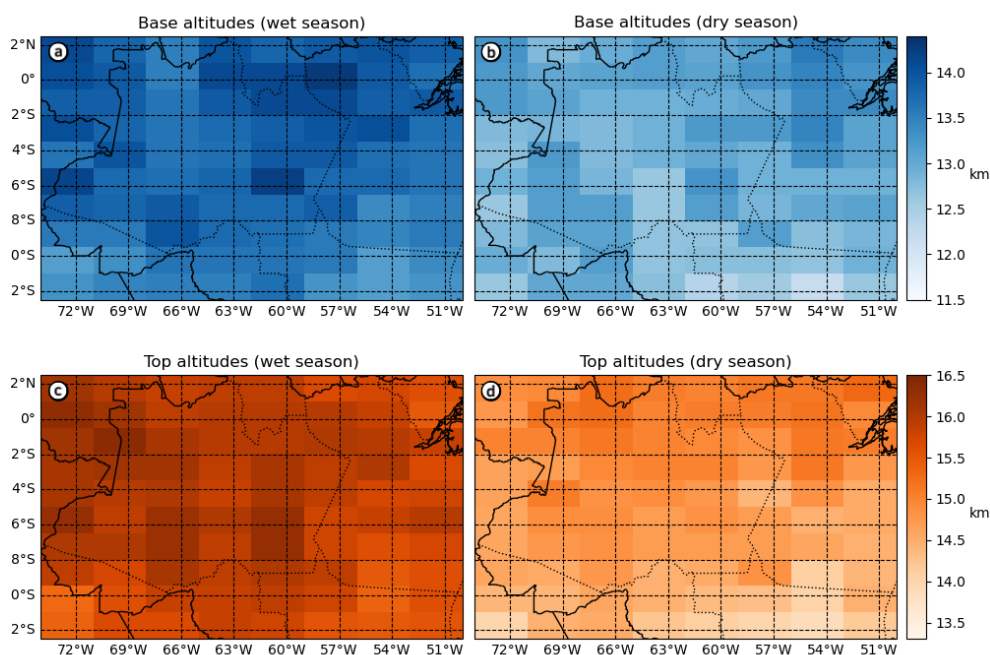


Figura 5.11: Mapas da mediana de altitude de base e altitude de topo, separados pelas estações úmida e seca. Medianas calculadas de 2009 a 2016.

Nos histogramas da Figura 5.12 são apresentados os mapas da mediana de espessura geométrica e profundidade óptica de nuvem. A espessura geométrica aparenta ter uma pequena diminuição na região sudeste da Amazônia durante a estação seca, assim como as altitudes de base e topo manifestaram, porém a profundidade óptica não mostrou diferenças

significativas entre uma estação e outra, a não ser pelo grande e localizado aumento ao sul entre 62°W e 53°W (valores em torno de 0,14). Seria necessário um estudo mais aprofundado sobre essa região, no arco do desmatamento para entender o que pode estar acontecendo. Uma hipótese a ser investigada seria que estas nuvens poderiam ser formadas por *Pyrocumulus* associado às queimadas, uma vez que a frequência de ocorrência na estação seca é menor que 20% e a taxa de precipitação é a menor de toda a região estudada ($<1,5$ mm/dia).

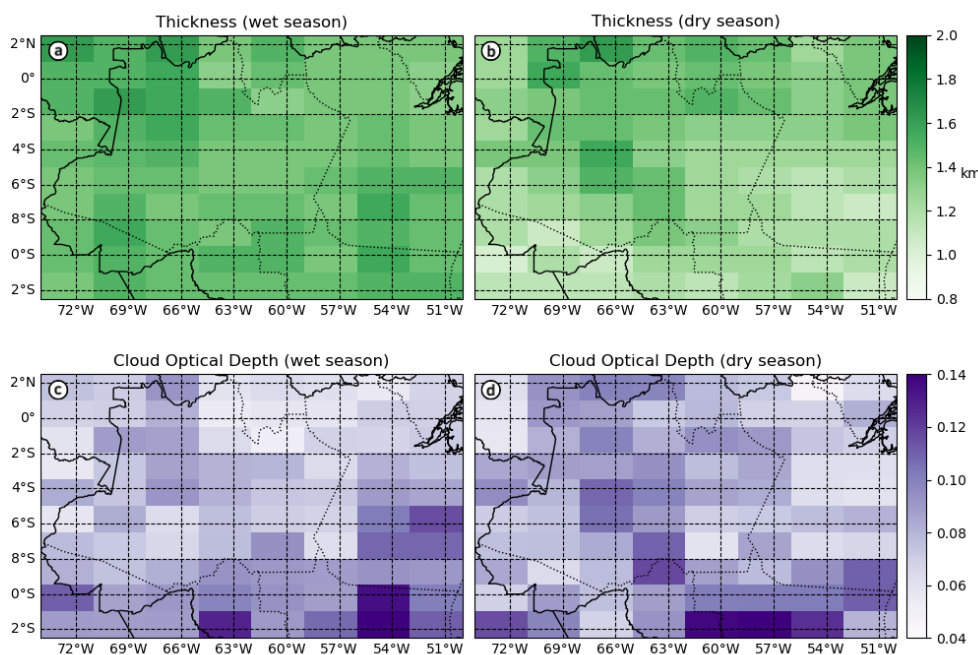


Figura 5.12: Mapas da mediana de espessura geométrica e de profundidade óptica, separados pelas estações úmida e seca. Medianas calculadas de 2009 a 2016.

Se considerarmos somente o fator de profundidade óptica, focando exclusivamente nas cirrus subvisuais e opacas (Figura 5.13a,b,c,d), veremos que não há alterações expressivas na primeira categoria entre as estações úmida e seca. Quanto às cirrus opacas, observa-se uma variabilidade considerável de uma região para outra, principalmente durante o período seco do ano. Isso significa que as mudanças sazonais ocorridas na profundidade óptica das populações de nuvens cirrus se dão majoritariamente em escala local, com o aumento no COD em alguns pontos e diminuição em outros.

Os mapas com percentual de cirrus finas (Figura 5.13e,f) apresentam os maiores valores quando comparados com SVC e opacas, em total concordância com as estatísticas mostradas na Tabela 5.1. Além disso, na estação seca o percentual de cirrus finas aumenta em várias regiões, em relação à estação úmida, estando isso possivelmente associado a uma estratificação das camadas de cirrus nesse período, conforme também encontrado por [Gouveia \(2014\)](#).

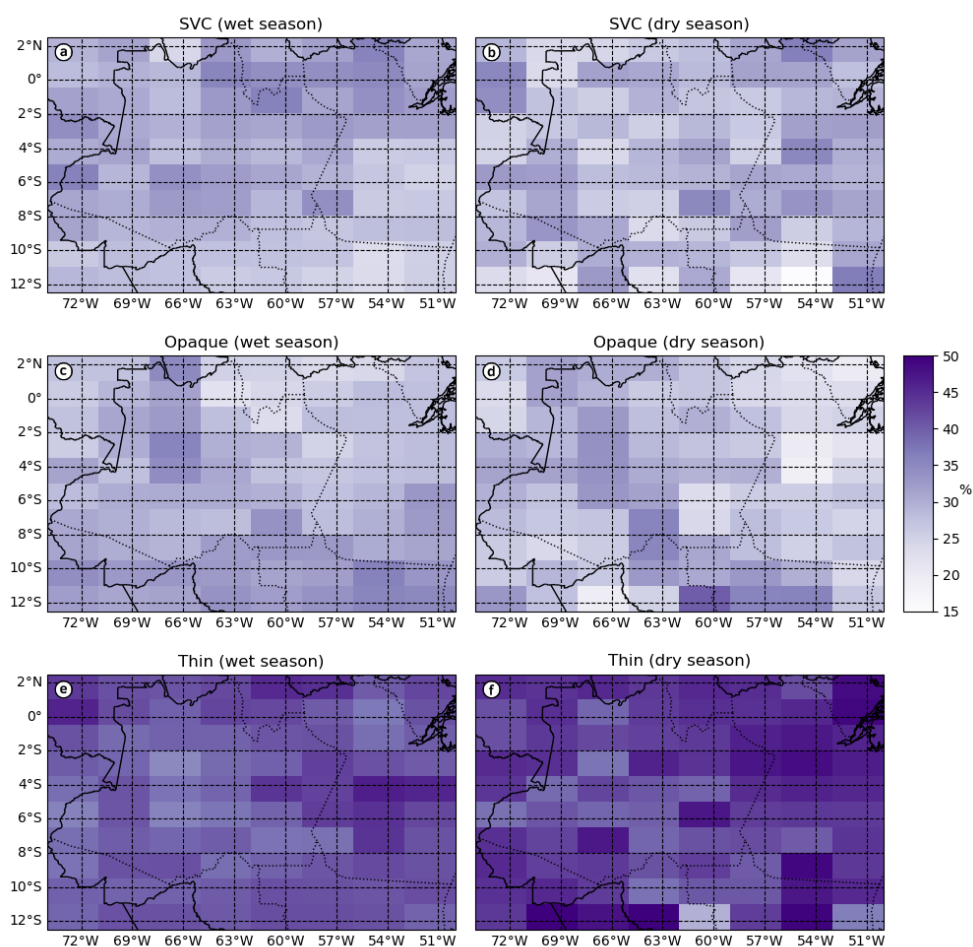


Figura 5.13: Mapas do percentual de nuvens cirrus subvisuais e de cirrus opacas (em relação à população geral de cirrus em cada gridpoint).

5.3 Identificação de tendências a médio prazo

A seguir serão apresentados resultados acerca da evolução temporal de propriedades das cirrus, na Amazônia como um todo e também localmente. Nessa parte das análises, foram utilizados dados desde junho de 2006 até dezembro de 2019, excluindo-se os dados cuja energia mínima do pulso laser associada à medição do perfil correspondente foi inferior a 80 mJ (ver Seção 4.3). Os anos de 2020 e 2021 foram desconsiderados por estarem consideravelmente comprometidos devido à baixa energia do pulso laser. Além disso, na estação úmida e no período total o ano de 2006 foi removido por este ano ter dados apenas a partir de junho.

5.3.1 Tendências sobre toda a Amazônia

A Figura 5.14 mostra a frequência de ocorrência das cirrus na Amazônia, em função dos anos como linhas tracejadas, e desse gráfico vemos que a frequência de ocorrência apresentou uma queda de 2006 a 2019. No total anual as cirrus tiveram uma redução média de $0,7 \pm 0,2$ %/ano na frequência de ocorrência durante o período 2007-2019, já na estação úmida a taxa média de queda foi de $0,6 \pm 0,1$ %/ano. Durante a estação seca houve uma variabilidade maior na escala interanual, mas também tendo um decréscimo na mesma ordem que no período úmido, manifestando redução média em cerca de $0,6 \pm 0,2$ %/ano.

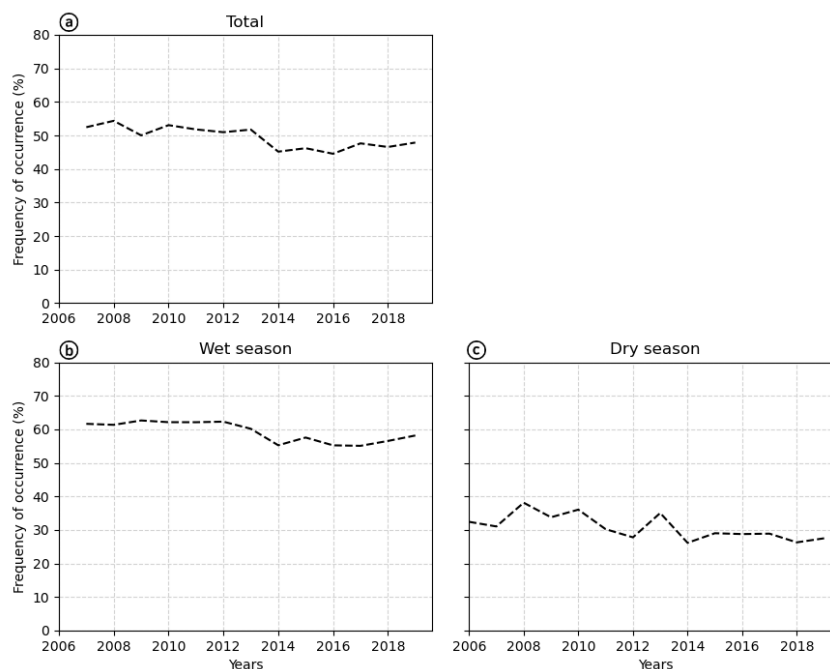


Figura 5.14: Série temporal da frequência de ocorrência média das cirrus na Amazônia, separada entre estações úmida, seca e total.

Na estação úmida, a altitude de base das cirrus aparenta manifestar uma certa oscilação anual, alternando entre anos com bases mais elevadas e anos com bases reduzidas (Figura

5.15). Para a estação seca não há uma oscilação perceptível ao longo dos anos, apesar de a base em geral estar mais reduzida. No período anual total, a mediana das altitudes de base mostrou uma redução de 6 ± 7 m por ano, o que não é conclusivo, tendo em vista o notável erro associado. Para os demais percentis da altitude da base, bem como para os topos (Figura 5.16), também não foi encontrada uma taxa significativa de aumento ou redução em função do tempo.

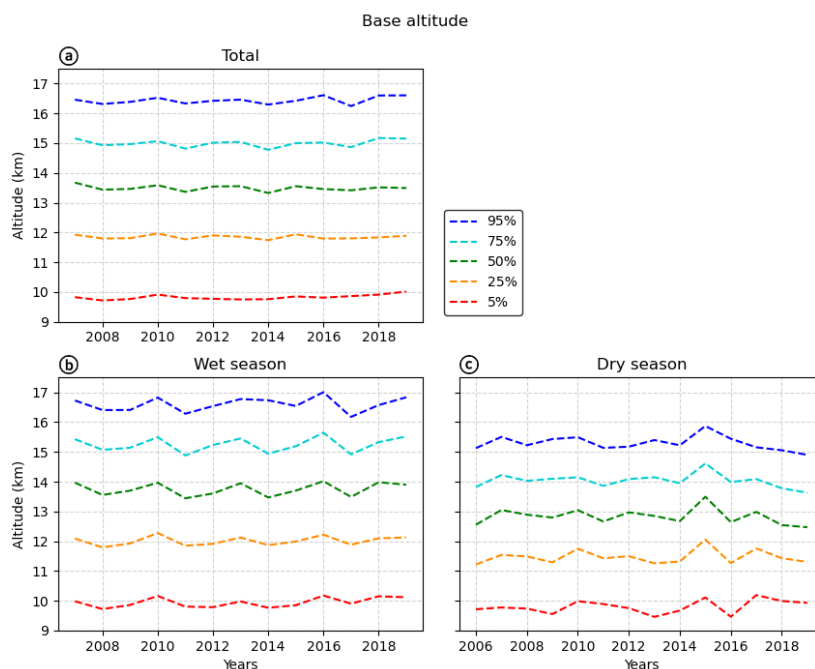


Figura 5.15: Série temporal dos percentis de altitude de base das nuvens cirrus sobre a Amazônia, separada entre estações úmida, seca e total.

Apesar de não termos encontrado uma tendência significativa nas altitudes de base e topo, as séries temporais da espessura geométrica (Figura 5.17) indicam uma tendência clara para os percentis maiores. A diferença é maior nos percentis de 75 e 95 %, com este último tendo uma queda em cerca de $41,8 \pm 7,6$ m/ano nos últimos 10 anos para a curva total, e de $67,6 \pm 16,1$ e $52,0 \pm 26,8$ m/ano para as estações úmida e seca respectivamente. Ressaltamos que estas tendências vem desde 2010, e portanto não são um artefato do período a partir de 2016 quando a disponibilidade de dados fica reduzida. Estes resultados indicam que as nuvens mais espessas geometricamente, que sabemos possuir COD maior (Figura 5.8), estão se tornando mais delgadas. Isso está de acordo com o resultado de Sena et al. (2018), que observou uma tendência de longo prazo de diminuição na atividade convectiva na Amazônia nas últimas décadas. Como as nuvens espessas dão origem às finas, que dão origem às sub-visuais, deveríamos também observar uma diminuição na espessura dos percentis menores. Contudo, como discutido anteriormente, o CALIOP não consegue observar camadas de cirrus com espessura < 500 m, e entendemos que por isso também não consegue observar as nuvens mais finas se tornando ainda mais delgadas.

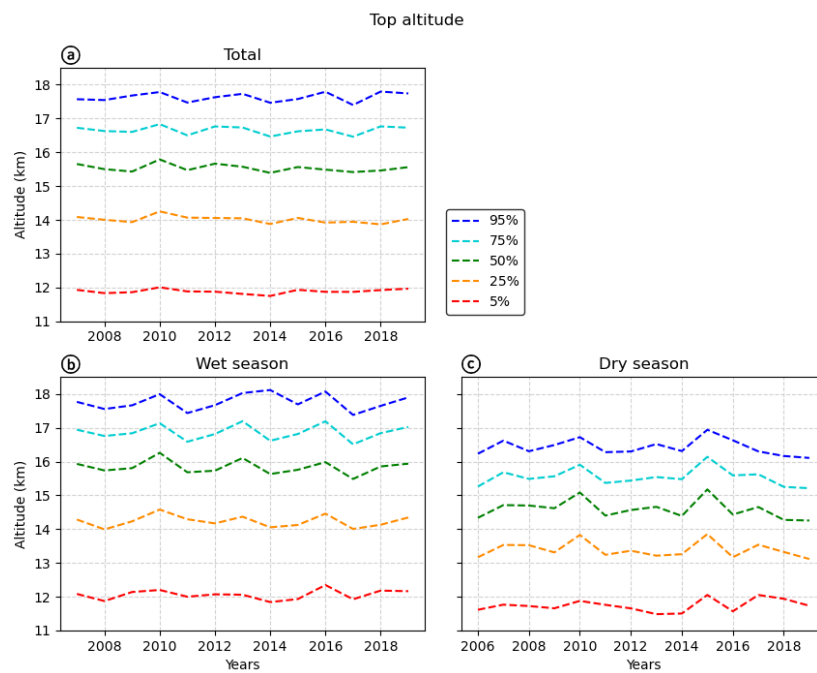


Figura 5.16: Como a figura 5.15, mas para a altitude de topo.

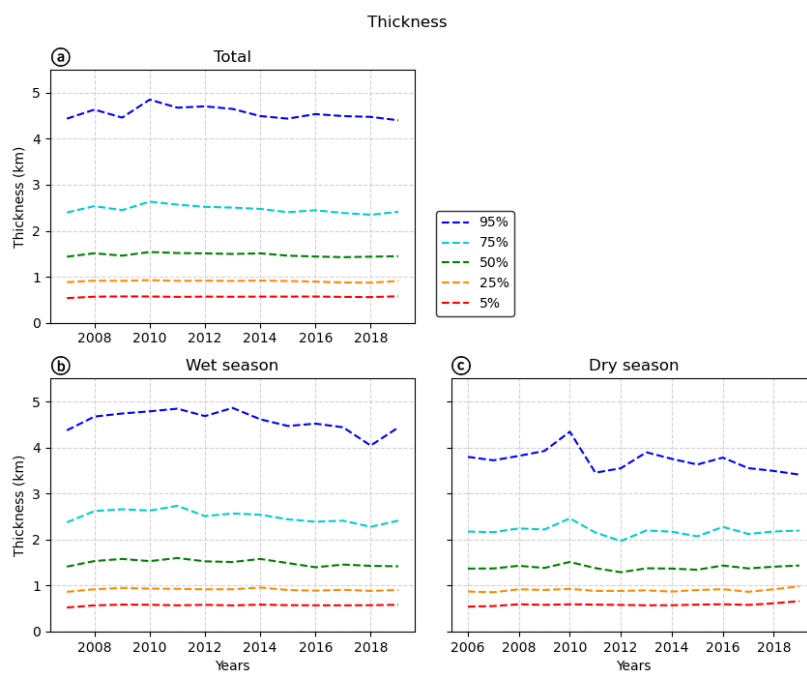


Figura 5.17: Como a figura 5.15, mas para a espessura geométrica.

Em contrapartida, a profundidade óptica revelou um sutil aumento para algumas faixas específicas, conforme pode ser visto na Figura 5.18. Esse aumento é mais evidente durante a estação seca e nos anos mais recentes, posteriores a 2016. Apesar de estarmos utilizando apenas dados com energia do pulso $> 80\text{ mJ}$, seria possível que a energia média por pulso esteja diminuindo e que isso afete a sensibilidade do CALIOP às nuvens com menor COD. Entretanto, também acreditamos que possa ser fruto de um *bias* associado ao fato de o CALIOP usar um *Lidar Ratio* constante para a detecção das cirrus, o que afeta na determinação da profundidade óptica das camadas. Para as estações úmida e seca, as tendências nos percentis de 5% são de $24(\pm 8) \times 10^{-5}$ e $10(\pm 4) \times 10^{-4}$ respectivamente, ambas com significância estatística. Por fim, observamos que a redução na espessura geométrica das nuvens espessas (percentil de 95%) não resultou em uma redução da profundidade óptica destas nuvens.

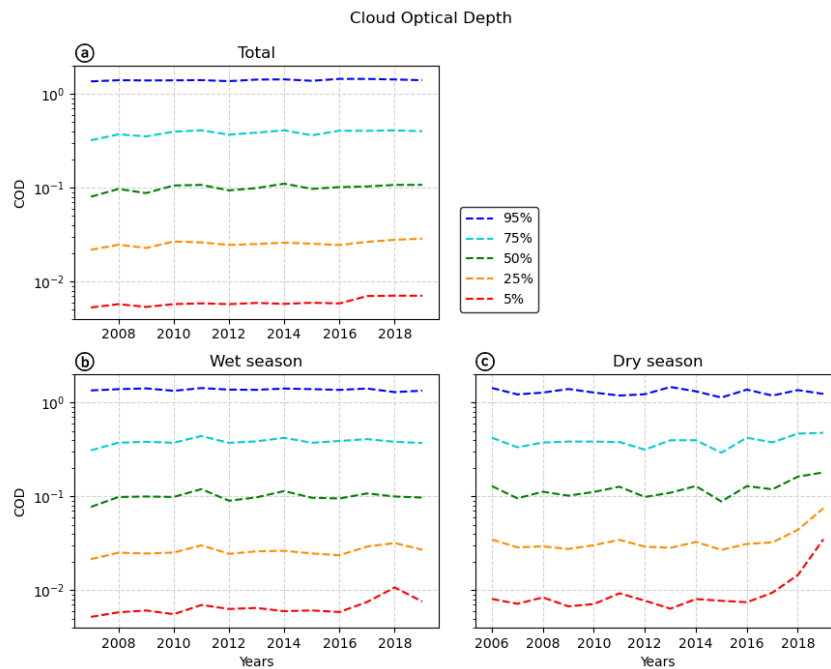


Figura 5.18: Como a figura 5.15, mas para o COD.

A tabela 5.3 resume o que foi discutido aqui, indicando as tendências identificadas para cada uma das propriedades analisadas. Pôde-se notar que não houve uma tendência de mudança clara em algumas propriedades das cirrus ao longo dos 14 anos observados (ou 13, no caso dos períodos úmidos), porém há a possibilidade de que a mudança real esteja acontecendo em uma escala espacial menor, localmente. Por isso, é interessante investigar as tendências de acordo com a maneira como estas podem se distribuir sobre a Amazônia, analisando sua distribuição espacial, o que será feito na próxima subseção.

Tabela 5.3: Resumo das tendências (em termos do coeficiente angular de ajuste) para a altitude de base, topo, espessura e profundidade óptica das nuvens cirrus. O erro associado está entre parênteses.

| | Total | Wet | Dry |
|-------------------------------------|-----------------|----------------|----------------|
| Base altitude (m/year) | | | |
| 5 % | 13,0(5,0) | 18,0(11,0) | 18,0(15,0) |
| 25 % | -2,0(5,0) | 9,0(11,0) | 7,0(16,0) |
| 50 % | -6,0(7,0) | 8,0(17,0) | -10,0(18,0) |
| 75 % | 4,0(10,0) | 9,0(19,0) | -11,0(16,0) |
| 95 % | 11,0(9,0) | 10,0(18,0) | -13,0(16,0) |
| Top altitude (m/year) | | | |
| 5 % | 1,0(5,0) | 7,0(11,0) | 13,0(12,0) |
| 25 % | -12,0(7,0) | -4,0(14,0) | -8,0(16,0) |
| 50 % | -10,0(8,0) | -8,0(16,0) | -15,0(19,0) |
| 75 % | -2,0(9,0) | 0,0(17,0) | -5,0(17,0) |
| 95 % | 7,0(10,0) | 7,0(19,0) | -9,0(16,0) |
| Thickness (m/year) | | | |
| 5 % | 1,0(1,0) | 2,0(1,0) | 5,0(1,0) |
| 25 % | -2,0(1,0) | -1,0(2,0) | 4,0(2,0) |
| 50 % | -5,0(3,0) | -8,0(5,0) | 1,0(4,0) |
| 75 % | -11,0(5,0) | -21,0(8,0) | -4,0(7,0) |
| 95 % | -14,0(9,0) | -31,0(15,0) | -29,0(14,0) |
| Optical depth (year ⁻¹) | | | |
| 5 % | 0,00013(2e-05) | 0,00024(8e-05) | 0,001(0,0004) |
| 25 % | 0,00036(0,0001) | 0,0004(0,0002) | 0,0016(0,0007) |
| 50 % | 0,0014(0,0005) | 0,0007(0,0008) | 0,003(0,001) |
| 75 % | 0,005(0,002) | 0,003(0,002) | 0,005(0,003) |
| 95 % | 0,004(0,002) | -0,003(0,003) | -0,005(0,007) |
| Freq. of occurrence (%/year) | | | |
| - | -0,7(0,2) | -0,6(0,1) | -0,6(0,2) |

5.3.2 Variabilidade espacial das tendências

Analizamos agora a distribuição espacial das tendências discutidas acima. Mecanicamente, o que fizemos foi repetir aquela análise para cada um dos *gridpoints*, por exemplo dos mapas de altitude de base da Figura 5.11. Analizamos aqui apenas as tendências nas medianas e as figuras correspondentes às tendências dos demais percentis estão no apêndice C. As incertezas associadas a esses mapas foram estimadas pelo método de *bootstrapping* (Wilks, 2006). Dentro do *bootstrapping*, os dados das propriedades para um determinado ano são reamostrados aleatoriamente por N vezes, permitindo-se a repetição desses dados. Seus percentis de 5, 25, 50, 75 e 95 % são então computados em cada reamostragem, obtendo-se N conjuntos de percentis. Para este trabalho foi definido $N = 100$, por conta do tempo de processamento e pelo fato deste número de reamostragens já garantir precisão satisfatória. Por fim, a incerteza em cada percentil é estimada com o desvio padrão sobre os percentis nas N reamostragens, e o processo é repetido para os dados dos anos seguintes. Essa mesma técnica foi aplicada na determinação das incertezas da frequência de ocorrência em função do tempo, com a reamostragem sendo feita sobre os dados dos perfis.

As incertezas estimadas pelo método de *bootstrapping* são maiores por um fator de $\sqrt{80}$, uma vez que temos 80 *gridpoints* em cada mapa e portanto a quantidade média de dados na série temporal de cada ponto é ~ 80 vezes menor. Por fim, não apresentamos cada uma das séries temporais individualmente, mas apenas os mapas com as tendências, como para a altitude de base na figura 5.19. Para testar a significância estatística das tendências em cada ponto, utilizamos o teste t-Student (Wilks, 2006). Aqui consideramos um nível de significância de 95 %, e indicamos as tendências significativas. Nos mapas, as áreas hachuradas representam os pontos com resultado classificado como estatisticamente significativo.

As figuras 5.19 e 5.20 apresentam os mapas das tendências das altitudes de base e topo. Há uma grande variabilidade, e os resultados não manifestam um comportamento uniforme na Amazônia como um todo. Além disso, não há muitos pontos cujo coeficiente foi estatisticamente significativo, o que indica que em geral os comportamentos expressos nesses mapas são provavelmente de flutuações naturais, resultando em coeficientes considerados compatíveis com zero. Isso está em concordância com os gráficos de percentis das Figuras 5.15 e 5.16, que também mostram flutuações anuais porém sem um indício de aumento ou diminuição na escala temporal analisada.

Os mapas de tendências na espessura geométrica (Figura 5.21) e na profundidade óptica (Figura 5.22) mostraram projeções quase opostas, com o primeiro apresentando uma tendência geral de redução na espessura das cirrus, principalmente na estação úmida, enquanto que o segundo revela um aparente aumento da profundidade óptica das camadas de cirrus de maneira mais acentuada nos períodos secos do ano. O comportamento refletido

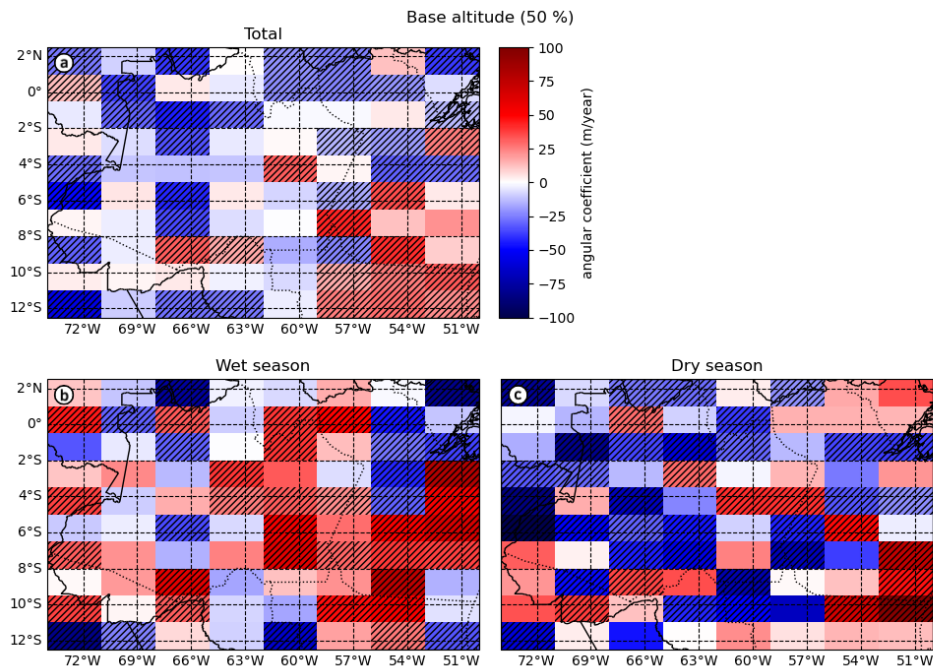


Figura 5.19: Mapas com os coeficientes angulares de ajuste para a mediana da altitude de base, dentro de (a) período total (b) estação úmida e (c) estação seca. As áreas hachuradas indicam os locais onde o coeficiente estimado é estatisticamente significativo.

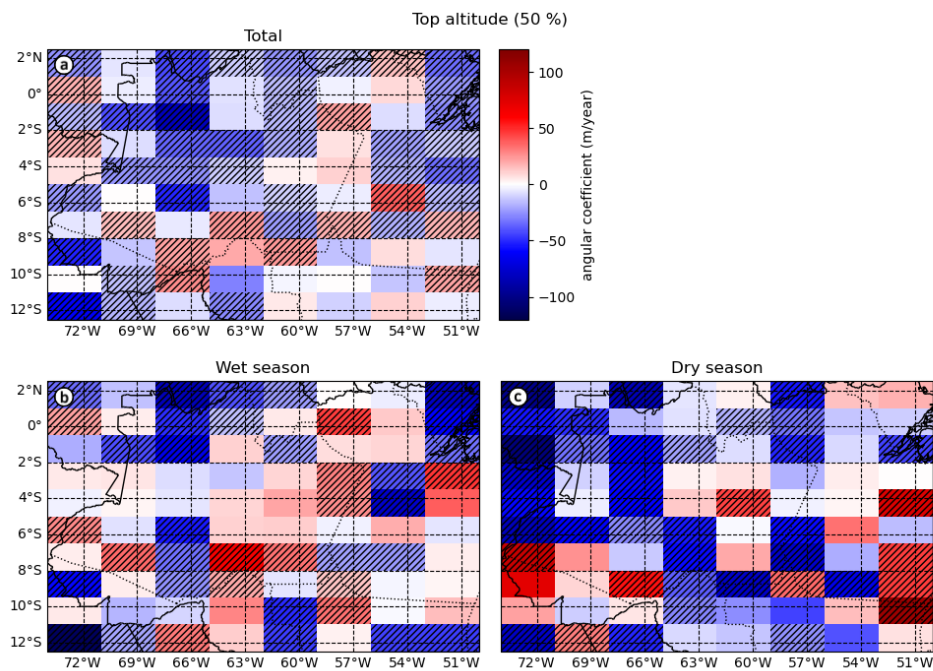


Figura 5.20: Mapas dos coeficientes angulares para a mediana da altitude de topo.

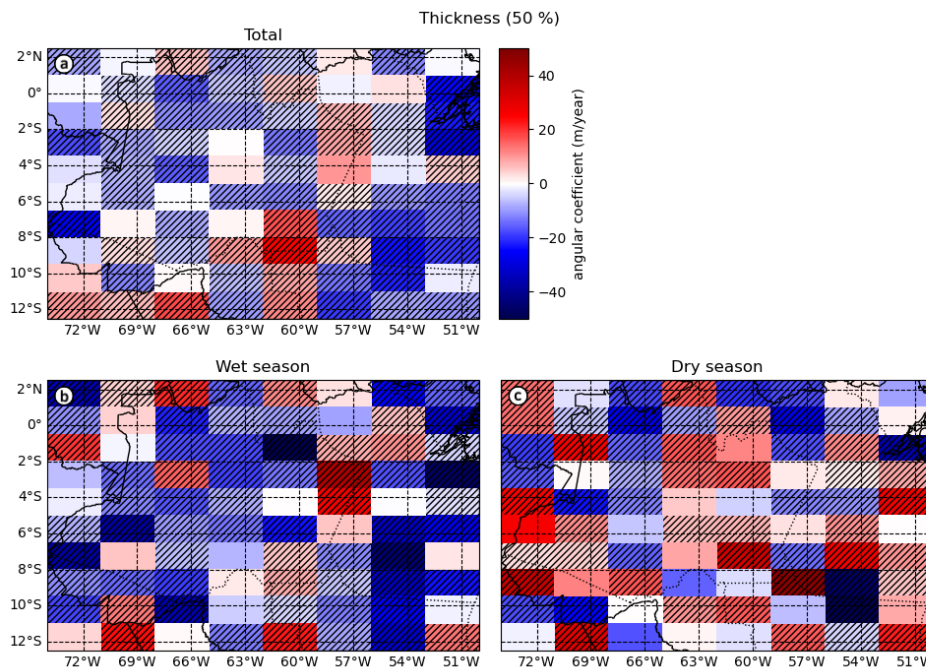


Figura 5.21: Mapas dos coeficientes angulares para a mediana da espessura geométrica.

pelos percentis de espessura geométrica da Figura 5.17 parece surgir de pontos específicos da Amazônia onde a contribuição é mais expressiva de diminuição, principalmente na estação seca. No caso da profundidade óptica, a tendência de aumento do valor da mediana é mais uniforme espacialmente, e mais intenso durante a estação seca. Como discutimos anteriormente, uma possível explicação seria que as nuvens estão se tornando opticamente mais finas e deixando de ser detectáveis.

Veglio and Maestri (2011) mostraram que a espessura geométrica é o principal parâmetro que afeta nos perfis de retroespalhamento obtidos pelo CALIOP, o que está intimamente ligado com as propriedades de reflectância das nuvens, e portanto alterações na espessura das cirrus podem impactar sensivelmente na resposta reflexiva das mesmas. Inclusive, Zhao et al. (2020) já identificaram um padrão de queda na reflectância das cirrus por todo o planeta, o que pode estar ligado a uma possível redução nas espessuras geométricas dessas nuvens.

Finalmente, analisamos os mapas da tendência da frequência de ocorrência das nuvens cirrus (Figura 5.23). Tanto na estação úmida quanto na seca, percebe-se a predominância de coeficientes negativos e com notável significância estatística, sugerindo que em boa parte da Amazônia as nuvens cirrus estão se tornando cada vez menos presentes. As taxas de redução estão em torno de 1 %/ano, chegando até a valores próximos de 2 %/ano da frequência de ocorrência em alguns pontos da grade.

Vale lembrar que os gráficos da Figura 5.14, com a série temporal da frequência de ocorrência média sobre toda a área amazônica, são resultado das contribuições de cada gridpoint durante as estações úmida, seca e total no ano. Por isso é razoável pensar que a

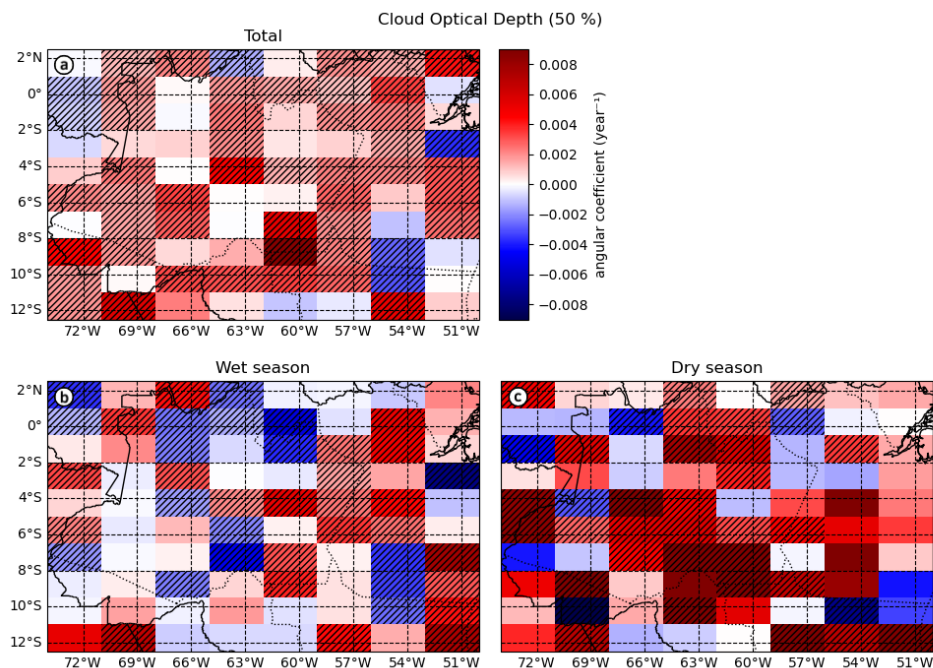


Figura 5.22: Mapas dos coeficientes angulares para a mediana da profundidade óptica.

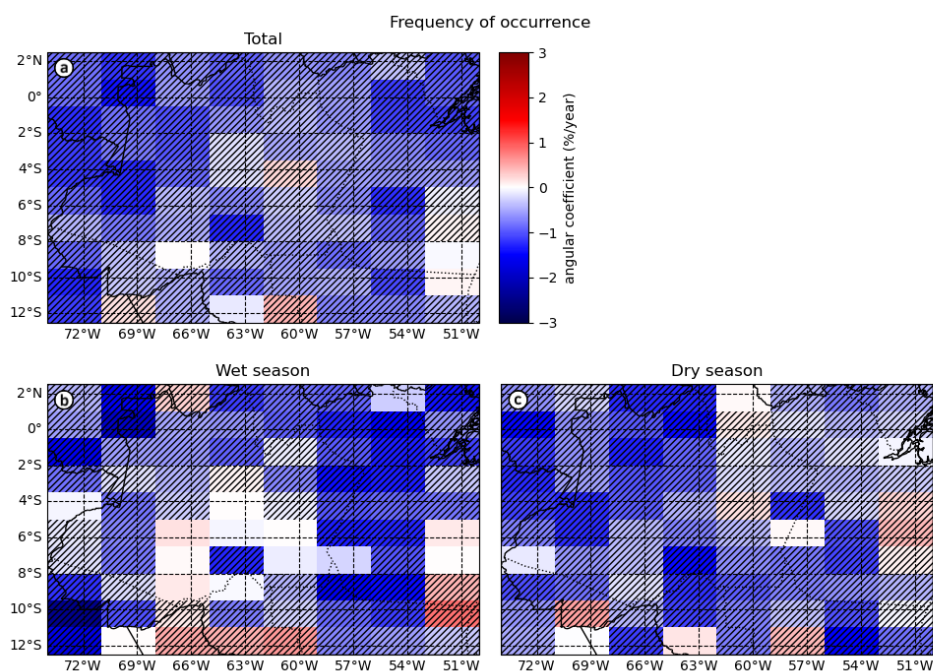


Figura 5.23: Mapas dos coeficientes angulares para a frequência de ocorrência.

tendência de queda seja mais sutil na Amazônia como um todo (tal qual observado, ver tabela 5.3), apesar de localmente poder ser mais ou menos acentuada, dependendo da região.

A redução na frequência de ocorrência, em toda a Amazônia, está de acordo com o que foi observado por [Sena et al. \(2018\)](#). Estes autores mostraram uma redução na cobertura de nuvens em toda a Amazônia, porém mais significativa na porção central e leste, que é devida principalmente à redução das nuvens altas (ver figura 5 de Sena *et al.*). A redução reportada é de até 6%/década (0,6% por ano), parecido com os valores encontrados aqui, porém também observamos uma redução significativa na porção noroeste, onde as observações utilizadas por Sena parecem ser problemáticas. Segundo Sena, a redução na cobertura de nuvens estaria associada a uma redução na duração da estação úmida, e a uma modificação no padrão de desenvolvimento vertical das nuvens, favorecendo a formação de nuvens médias ao invés de altas. Os autores não detectaram uma diferença na atividade convectiva nas regiões florestadas e desflorestadas, nem conseguiram associar todas as tendências ao El Niño ou outros modos de variabilidade, e destacam como é difícil entender o jogo entre mudanças no uso da terra e na atmosfera, no desenvolvimento da convecção e dos regimes de chuva. Aqui especulamos que uma possível explicação para as mudanças observadas poderia ser o aumento na intensidade das secas e a maior ocorrência de queimadas na região sudoeste da Amazônia. Os aerossóis produzidos com as queimas de biomassa possuem potencial para alterar o transporte de vapor d'água verticalmente na troposfera, podendo afetar na convecção de nuvens tanto de água quanto de gelo, e consequentemente na formação das cirrus ([Wu and Jiang, 2011](#)). Os aerossóis também tem um efeito de estabilizar a atmosfera ([Zhang et al., 2009](#)) e mudanças nas propriedades da superfície modificam os fluxos de calor sensível e latente, o que também pode afetar a formação das nuvens ([Werth and Avissar, 2002](#); [Wright et al., 2017](#)). Esta hipótese teria que ser testada, por exemplo com modelos numéricos e/ou com uma abordagem observacional diferente da que usamos aqui.

Capítulo 6

Conclusões e Perspectivas Futuras

No presente estudo investigamos a distribuição de nuvens cirrus na Amazônia. Essas nuvens, por apresentarem grande longevidade e extensão, afetam de maneira considerável no balanço de energia do planeta, além de contribuírem em algumas ocasiões para o transporte de água entre a troposfera e a estratosfera. Por serem importantes para a regulação do clima, é desejável que os modelos atmosféricos consigam representar as nuvens cirrus e seus efeitos. Entretanto há muitas incertezas associadas com a representação das nuvens em geral e das cirrus em específico nos modelos climáticos, o que faz emergir a necessidade de informações mais detalhadas a respeito da distribuição das propriedades dessas nuvens, especialmente nos lugares onde elas mais aparecem. É neste contexto que se coloca este trabalho, que buscou responder as seguintes questões científicas: Qual é a distribuição horizontal e vertical das nuvens cirrus e de suas propriedades sobre a Amazônia? De que maneira essas distribuições se alteram entre as estações chuvosa e seca? Será que há tendências de mudança nessas distribuições a médio prazo?

Nós usamos 7 anos de dados (julho/2009-junho/2016) do CALIOP sobre a Amazônia para extrair resultados acerca de propriedades ópticas e geométricas médias de nuvens cirrus, obtendo assim um panorama amplo sobre a distribuição de tais propriedades tanto no âmbito local quanto geral. Analisamos 1.474.457 perfis verticais contendo 942.124 camadas de cirrus, das quais 38,1 % apareceram na estação chuvosa e 19,4 % na estação seca, distribuídas de maneira relativamente uniforme sobre a região amazônica durante a estação chuvosa e concentradas no noroeste da região estudada durante a estação seca. Essas nuvens apresentavam base em aproximadamente $13,4 \pm 2,1$ km de altitude, topo em $15,3 \pm 1,8$ km, espessura geométrica de $1,9 \pm 1,3$ km e com profundidade óptica de aproximadamente $0,32 \pm 0,54$. A separação entre as faixas de profundidade óptica mostrou que a maioria das cirrus na Amazônia são opticamente finas (cerca de 41,8 %), enquanto que as nuvens subvisuais e opacas correspondem a 28,9 e 29,3 % do total, respectivamente.

Na estação chuvosa, tanto a base quanto o topo das nuvens se mostraram mais elevadas, o que acreditamos estar relacionado com a elevação da tropopausa nesse mesmo período. As nuvens subvisuais se concentravam majoritariamente entre 15-16 km de altitude, mais próximas da tropopausa, enquanto que as nuvens finas e opacas apresentavam uma distribuição vertical mais ampla, desde 13,5 km e 11 km respectivamente. As bases destas três categorias de nuvens ocorrem em temperaturas bem diferentes, -85 a -65 °C (SVC),

-80 a -47 °C (finas), e -60 a -30 °C (opacas). Já no topo houve coincidência nos picos de temperatura, já que independentemente da profundidade óptica as cirrus tenderão a não ultrapassar o ponto frio da tropopausa, e todas estavam entre -85 °C.

A profundidade óptica das cirrus em geral não demonstrou alterações significativas entre as estações seca e chuvosa. Contudo, os resultados indicaram cirrus opacas na fronteira sul da região de estudo durante o período seco, sem aparente conexão com nenhuma região com grande atividade convectiva. Mais estudos são necessários para elucidar a questão, que talvez possa ter influência do aumento nas queimadas nessa região. Observamos ainda uma relação aproximadamente linear entre a profundidade óptica e a espessura geométrica das nuvens.

Para investigar as tendências nas propriedades das cirrus a médio prazo, estendemos o período temporal de análise e usamos dados de 2006 a 2019, excluindo os perfis cuja energia do pulso laser associado tenha sido inferior a 80 mJ. As medianas das altitudes de base e topo das cirrus manifestaram variabilidade interanual, porém sem uma tendência de médio prazo perceptível, enquanto que a espessura geométrica está reduzindo de 14 ± 9 m para o percentil de 95% e de 2 ± 1 m para o percentil de 25%. Não detectamos uma variação para os percentis menores, mas isso poderia estar associado ao fato de que o CALIOP não consegue distinguir nuvens cirrus mais finas que 500 m. Ao mesmo tempo, encontramos que as cirrus opticamente mais finas (percentis de COD 5%, 25%) estão se tornando mais opacas na estação seca, principalmente a partir de 2016. Isso estaria associado com a redução da cobertura de nuvens subvisuais, devido a mudanças no ciclo hidrológico da região. Essas modificações na espessura geométrica e profundidade óptica poderão afetar nas propriedades ópticas como a reflectância, e consequentemente no balanço radiativo da atmosfera, porém mais estudos são necessários.

A mudança mais significativa que encontramos nas propriedades analisadas foi uma clara redução na frequência de ocorrência das cirrus em geral sobre a região amazônica, mostrando que essas nuvens estão gradualmente perdendo presença num dos locais onde elas mais se formam no planeta. Considerando todo o ano (estação chuvosa / seca) a redução foi de $0,7 \pm 0,2$ %/ano ($0,6 \pm 0,1$ %/ano / $0,6 \pm 0,2$ %/ano). Essa mudança gradual poderá levar a mudanças significativas na sua cobertura em algumas décadas, e por consequência no impacto dessas nuvens no balanço radiativo da Amazônia.

As mudanças climáticas globais poderiam justificar as mudanças observadas. Trabalhos recentes mostraram um prolongamento da estação seca, maior frequência de eventos de seca extrema, e redução da atividade convectiva na região. Contudo, o período considerado aqui (14 anos) não é suficiente para identificar tendências de longo prazo, e não fizemos neste trabalho nenhuma atribuição de causa. Trata-se de um estudo de caráter complementar àqueles relatados na literatura, como a pesquisa de [Gouveia \(2018\)](#) sobre cirrus na região de Manaus, e as mudanças interanuais na atividade convectiva na Amazônia inteira, conforme analisado por [Sena et al. \(2018\)](#). Os resultados aqui apresentados vieram a expandir a

caracterização feita por Gouveia com um lidar em superfície, e também apontam uma redução na ocorrência das cirrus, coerente com as observações de Sena *et al.* utilizando satélites geoestacionários. Além disso, trazem novas perspectivas para o estudo das cirrus tanto em micro quanto em macroescala, dando subsídios importantes para representações cada vez mais precisas das nuvens cirrus nos modelos atmosféricos.

Apêndice A

Feature Classification Flags

A seguir é apresentada a lista de bits correspondentes aos indicadores de classificação das camadas identificadas pelo algoritmo do CALIPSO.

| Bit(s) | Descrição do campo | Interpretação do bit |
|---------------|---------------------------|---|
| 1-3 | Feature Type | 0 = Invalid (bad or missing data) 1 = “clean air” 2 = cloud 3 = tropospheric aerosol 4 = stratospheric aerosol 5 = surface 6 = subsurface 7 = no signal (totally attenuated) |
| 4-5 | Feature Type QA* | 0 = none 1 = low 2 = medium 3 = high |
| 6-7 | Ice/Water Phase | 0 = unknown/not determined 1 = ice 2 = water 3 = oriented ice crystals |
| 8-9 | Ice/Water Phase QA | 0 = none 1 = low 2 = medium 3 = high |

| Bit(s) | Descrição do campo | Interpretação do bit |
|--------|--|---|
| 10-12 | Feature Sub-type | |
| | Se Feature Type = aerosol, bits 10-12 irão especificar o tipo de aerossol. | 0 = not determined 1 = clean marine 2 = dust 3 = polluted continental/smoke 4 = clean continental 5 = polluted dust 6 = elevated smoke 7 = dusty marine |
| | Se Feature Type = cloud, bits 10-12 irão especificar o tipo de nuvem. | 0 = low overcast, transparent 1 = low overcast, opaque 2 = transition stratocumulus 3 = low, broken cumulus 4 = altocumulus (transparent) 5 = altostratus (opaque) 6 = cirrus (transparent) 7 = deep convective (opaque) |
| | Se Feature Type = stratospheric aerosol, bits 10-12 irão especificar o tipo de aerossol estratosférico | 0 = invalid 1 = PSC aerosol 2 = volcanic ash 3 = sulfate/other 4 = elevated smoke 5 = spare 6 = spare 7 = spare |
| 13 | Cloud/Aerosol/PSC Type QA | 0 = not confident 1 = confident |
| 14-16 | Tomada de média requerida para detecção (fornece uma medida aproximada da intensidade de retroespalhamento do feature) | 0 = not applicable 1 = 1/3 km 2 = 1 km 3 = 5 km 4 = 20 km 5 = 80 km |

Apêndice B

Extinction Quality Check (QC)

A seguir é apresentada a lista de bits correspondentes aos resultados dos testes de qualidade realizados na extinção calculada pelo algoritmo do CALIPSO.

| Bit | Value | Description |
|-----|-------|--|
| 1 | 0 | Unconstrained retrieval; initial lidar ratio unchanged during solution process |
| 1 | 1 | Constrained retrieval |
| 2 | 2 | Initial lidar ratio reduced to prevent divergence of extinction solution |
| 3 | 4 | Initial lidar ratio increased to reduce the number of negative extinction coefficients in the derived solution |
| 4 | 8 | Calculated backscatter coefficient exceeds the maximum allowable value |
| 5 | 16 | Layer being analyzed has been identified by the feature finder as being totally attenuating (i.e., opaque) |
| 6 | 32 | Estimated optical depth error exceeds the maximum allowable value |
| 7 | 64 | Solution converges, but with an unacceptably large number of negative values |
| 8 | 128 | Retrieval terminated at maximum iterations |
| 9 | 256 | No solution possible within allowable lidar ratio bounds |
| 16 | 32768 | Fill value or no solution attempted |

Apêndice C

Mapas de tendência das propriedades

A seguir são apresentados mapas com as tendências da espessura geométrica, profundidade óptica, altitude de base e altitude de topo para todos os percentis calculados: 5%, 25%, 50%, 75% e 95%. Em cada caso, apresentamos as estações úmida, seca e o período total. As áreas hachuradas correspondem a pontos com significância estatística.

C.1 Mapas de tendências para altitudes de base e topo

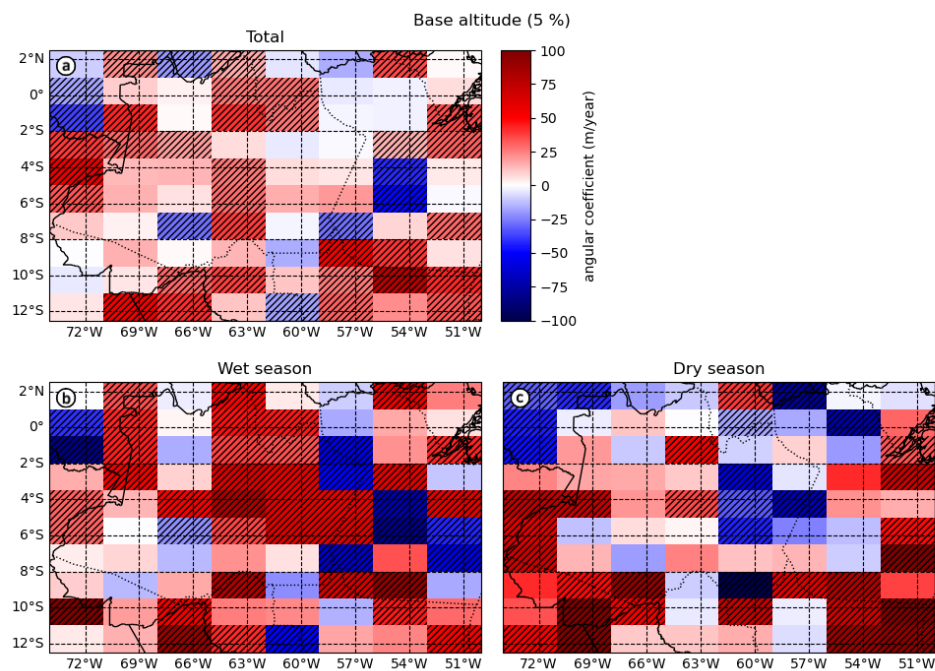


Figura C.1: Altitude de base, percentil de 5 %.

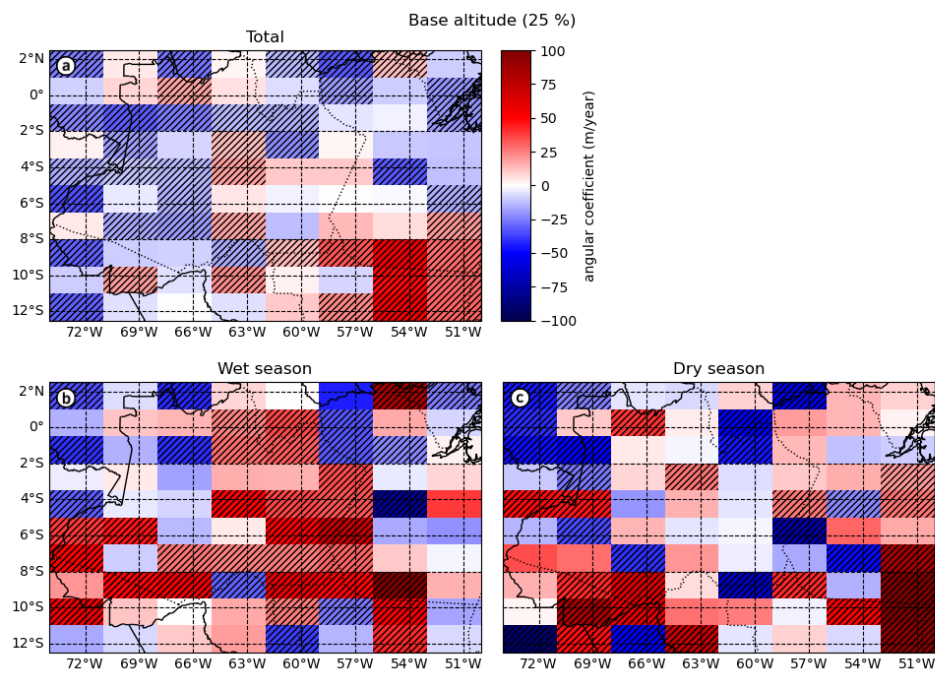


Figura C.2: Altitude de base, percentil de 25 %.

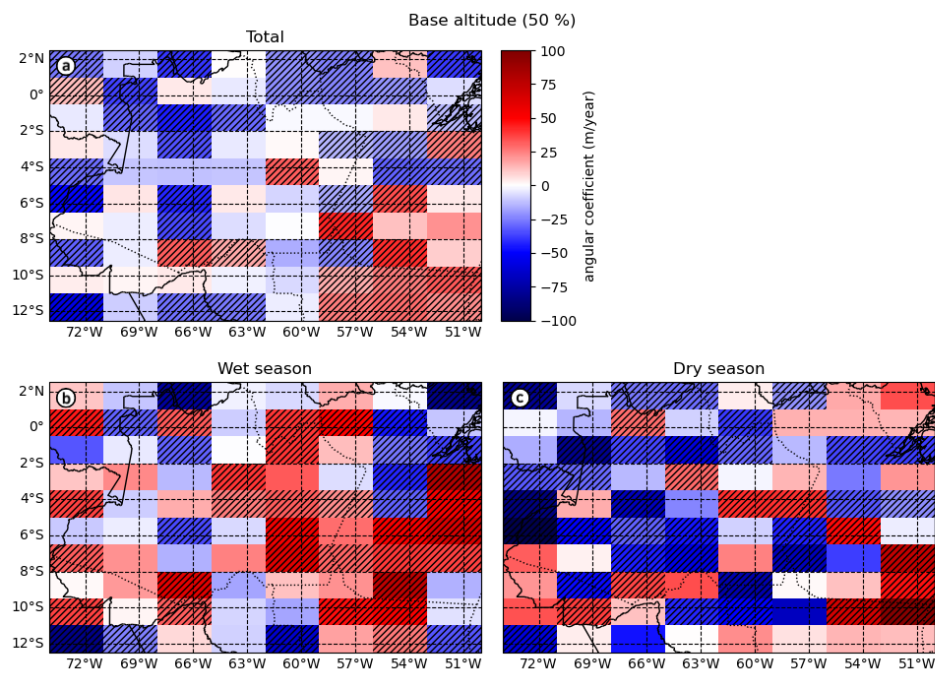


Figura C.3: Altitude de base, percentil de 50 %.

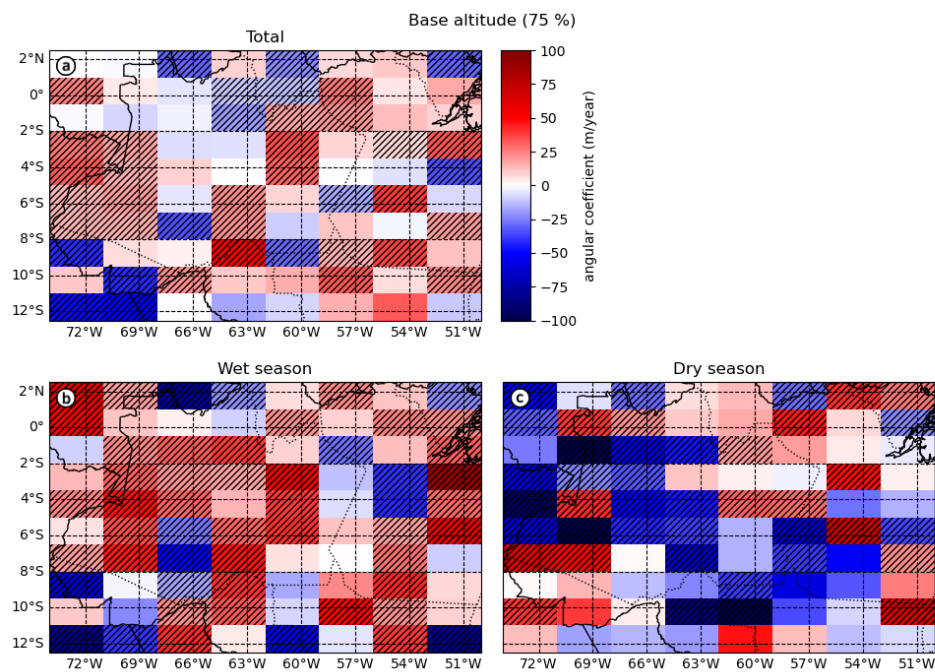


Figura C.4: Altitude de base, percentil de 75 %.

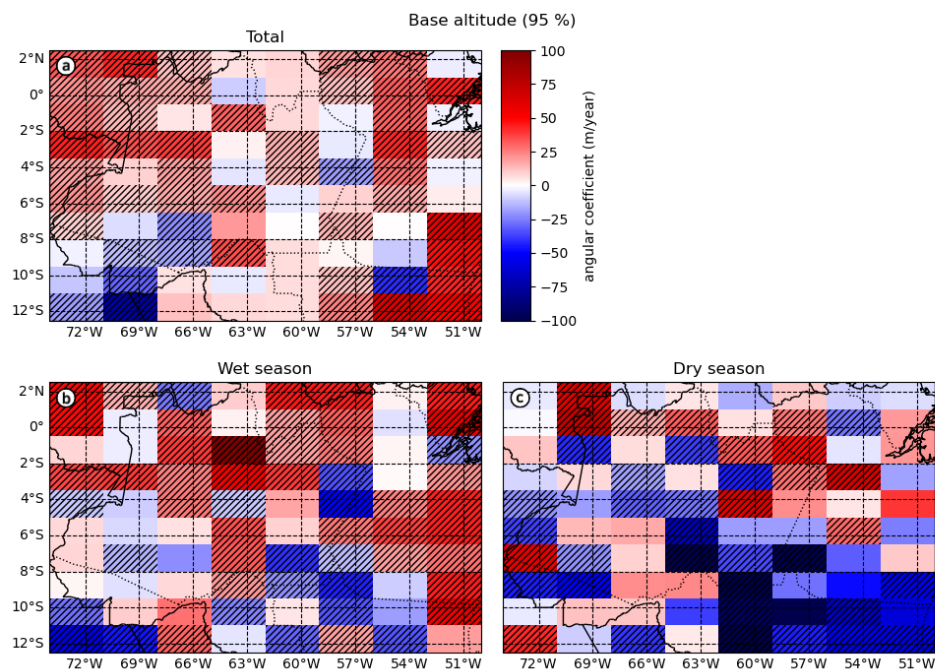


Figura C.5: Altitude de base, percentil de 95 %.

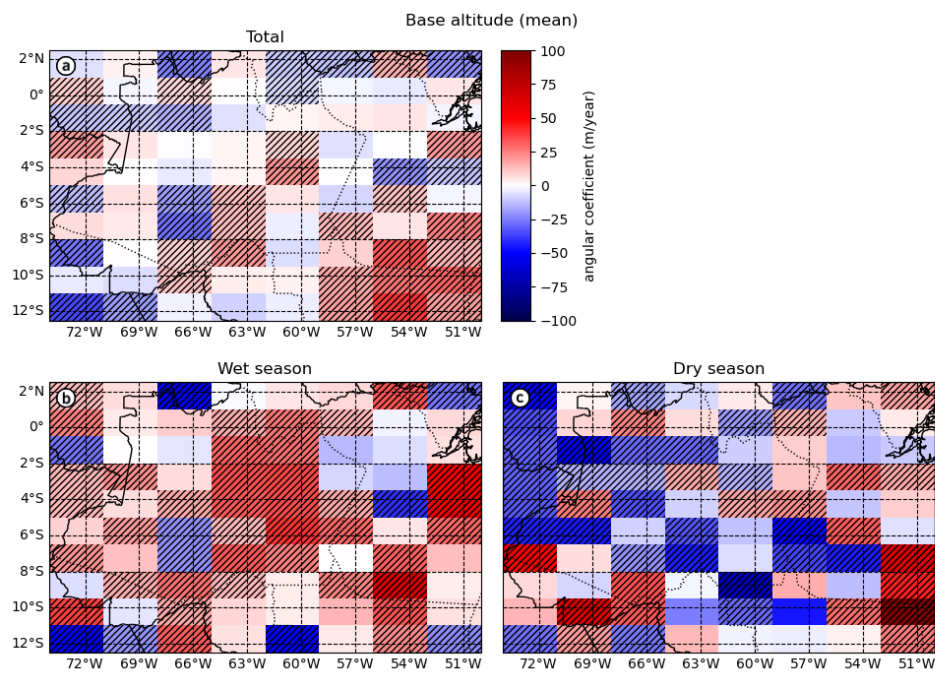


Figura C.6: Altitude média de base.

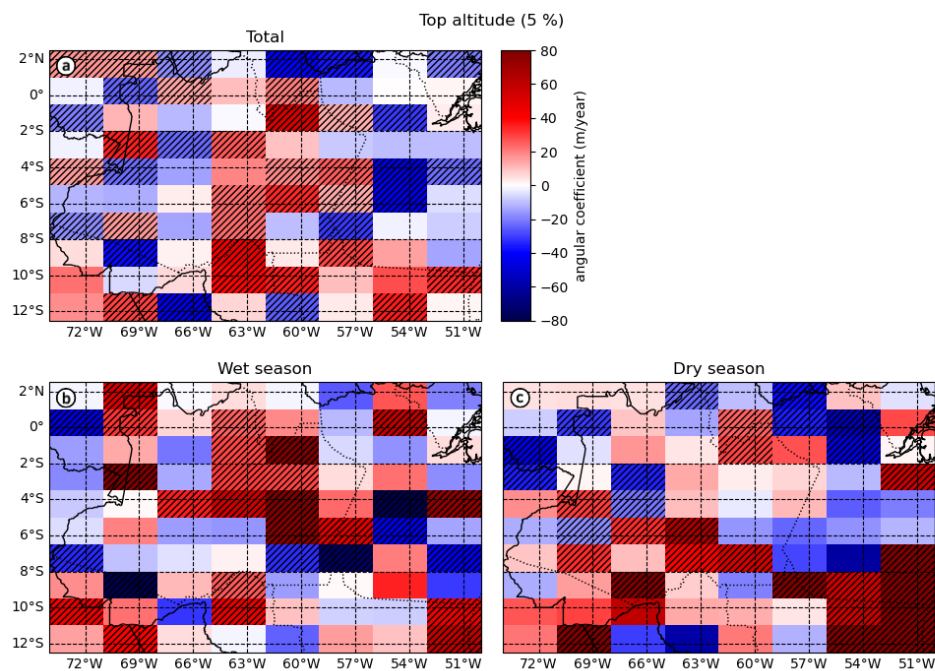


Figura C.7: Altitude de topo, percentil de 5 %.

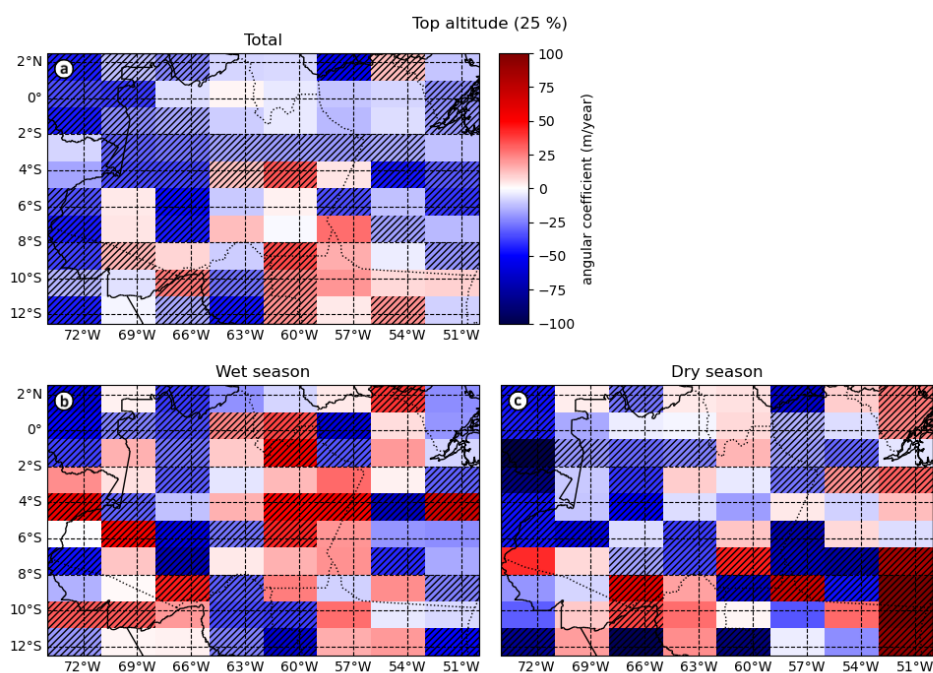


Figura C.8: Altitude de topo, percentil de 25 %.

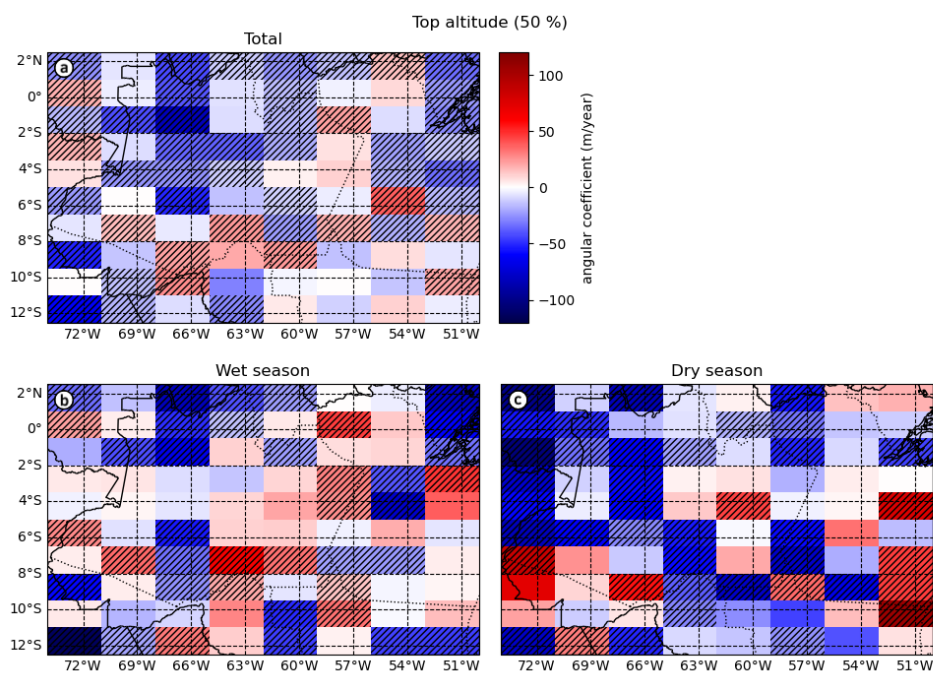


Figura C.9: Altitude de topo, percentil de 50 %.

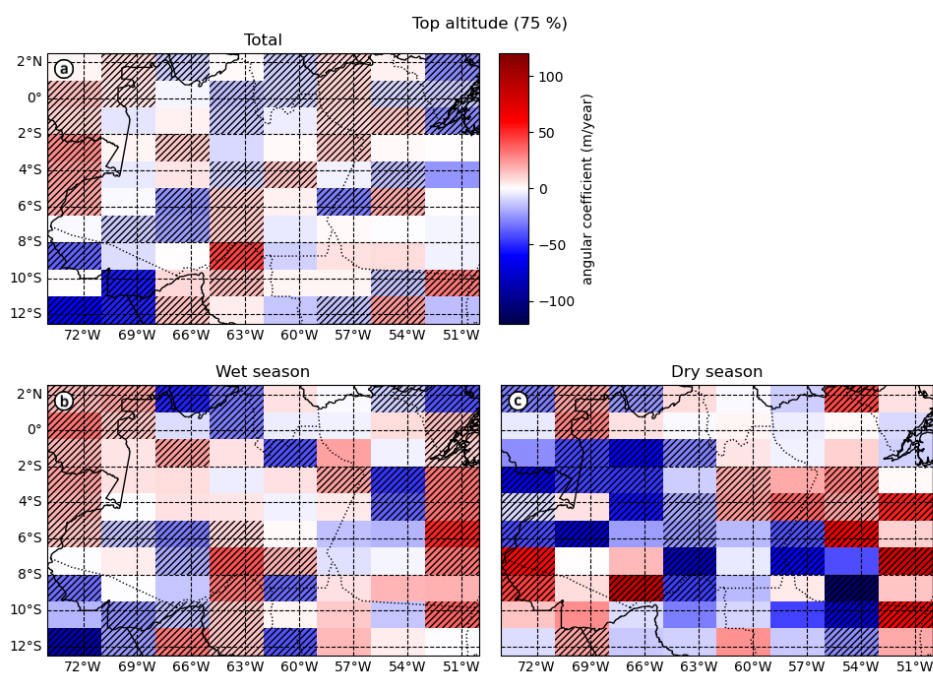


Figura C.10: Altitude de topo, percentil de 75 %.

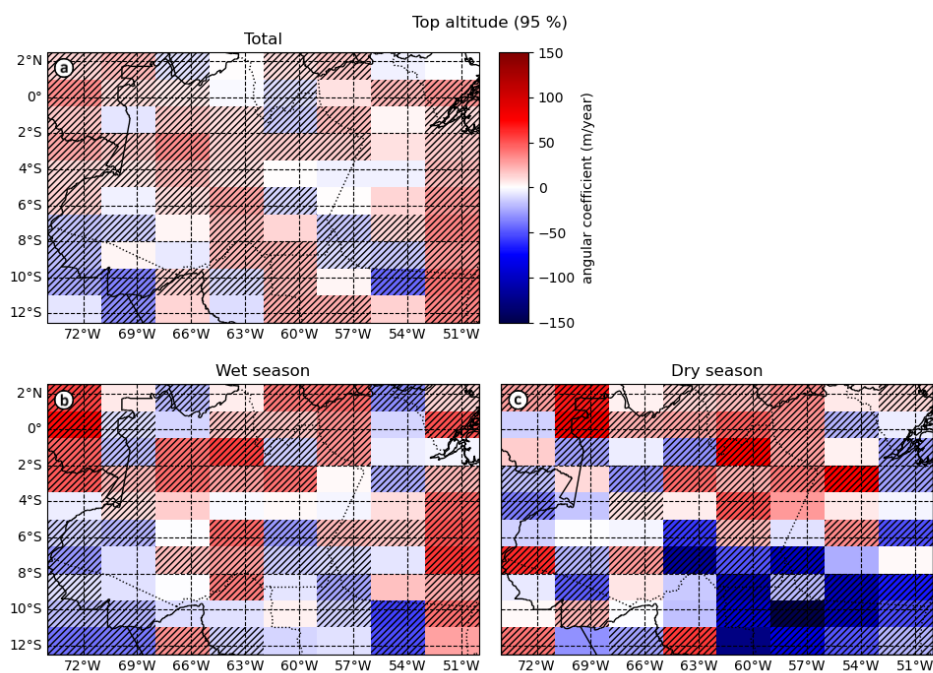


Figura C.11: Altitude de topo, percentil de 95 %.

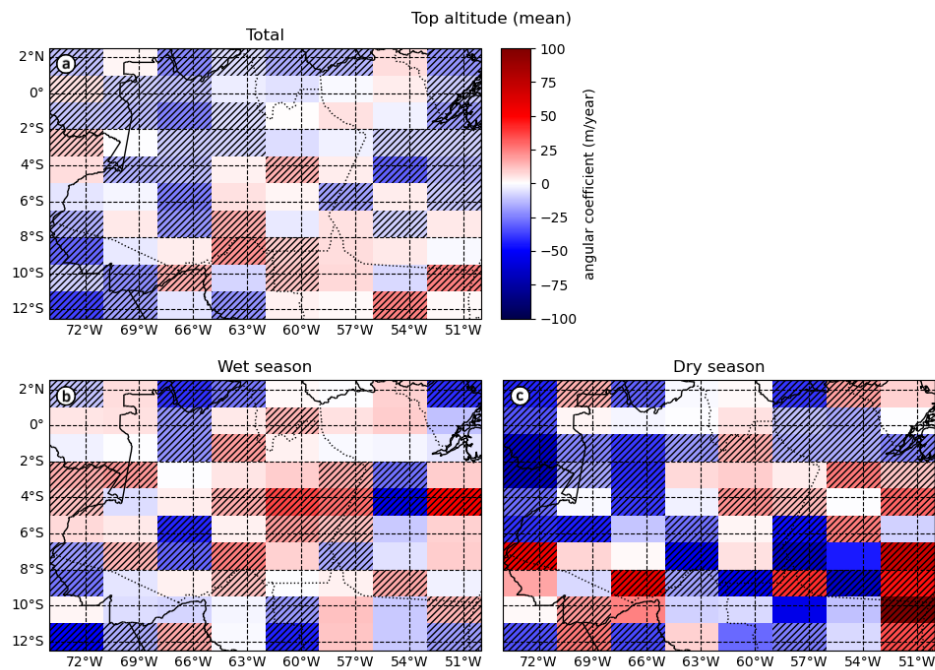


Figura C.12: Altitude média de topo.

C.2 Mapas de tendências para espessura geométrica e profundidade óptica

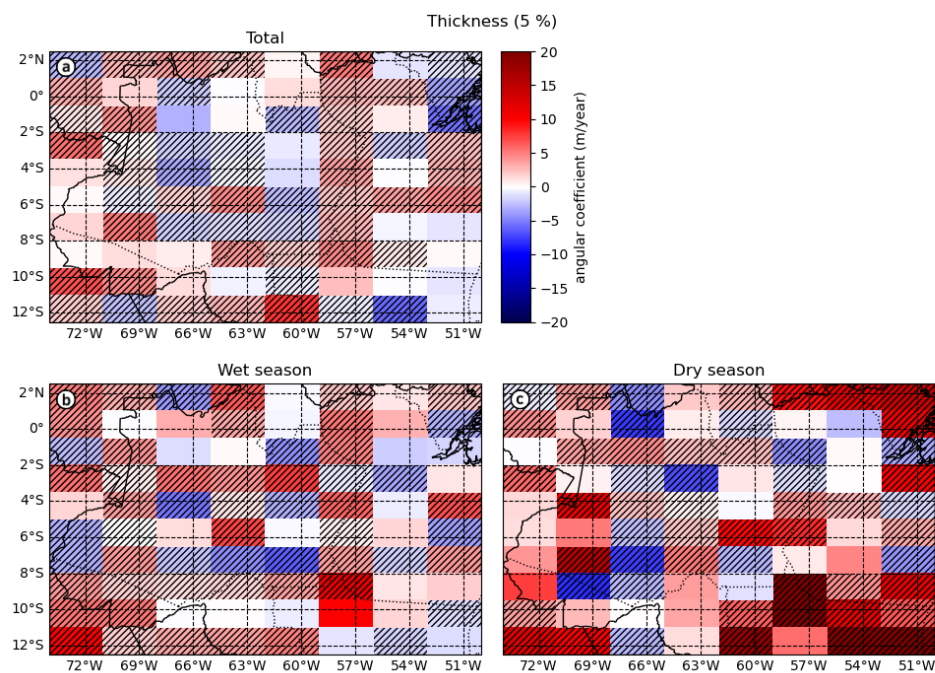


Figura C.13: Espessura geométrica, percentil de 5 %.

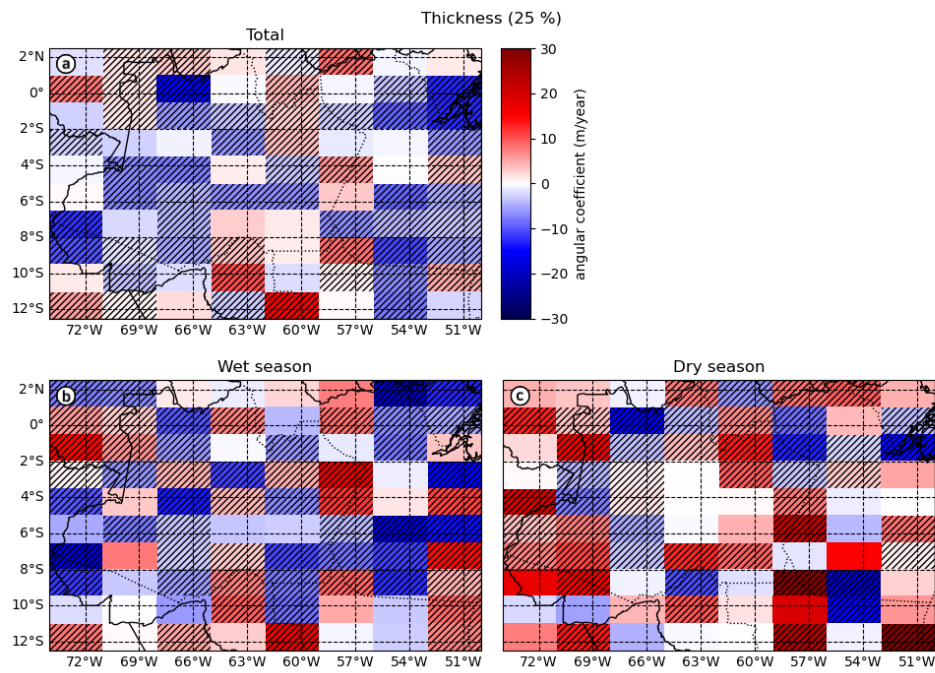


Figura C.14: Espessura geométrica, percentil de 25 %.

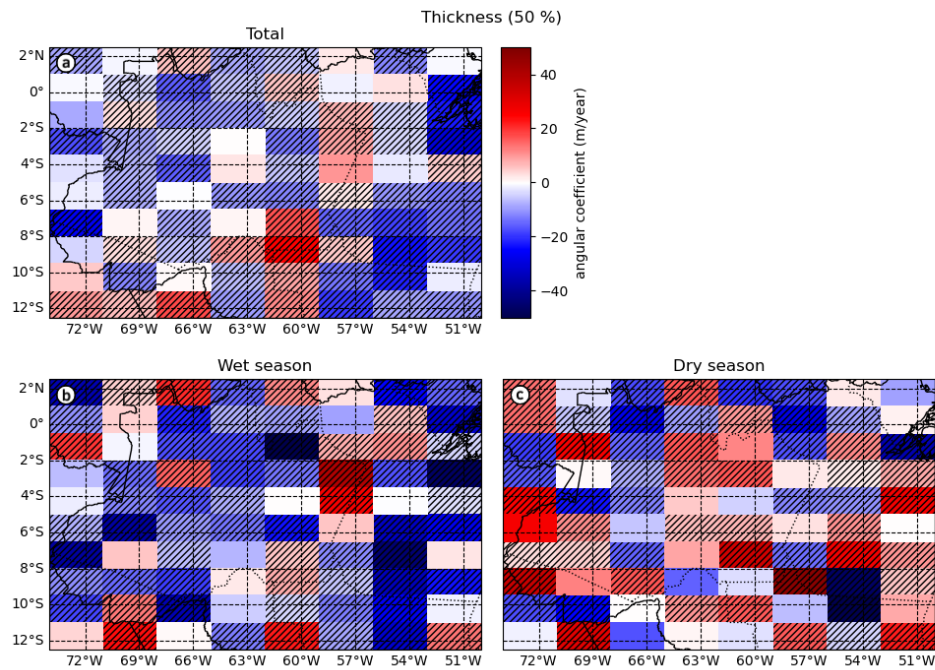


Figura C.15: Espessura geométrica, percentil de 50 %.

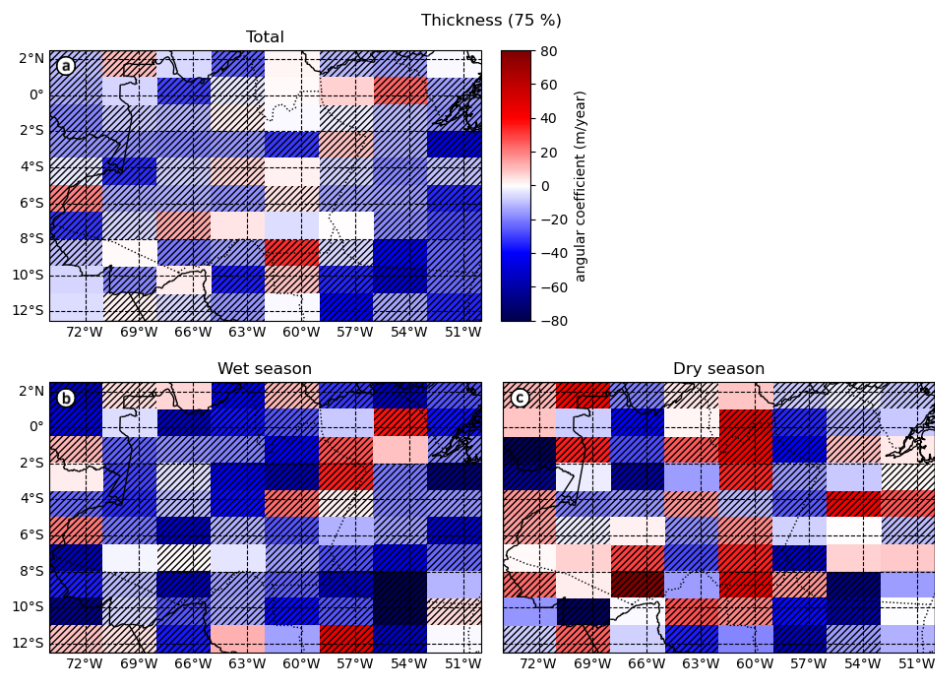


Figura C.16: Espessura geométrica, percentil de 75 %.

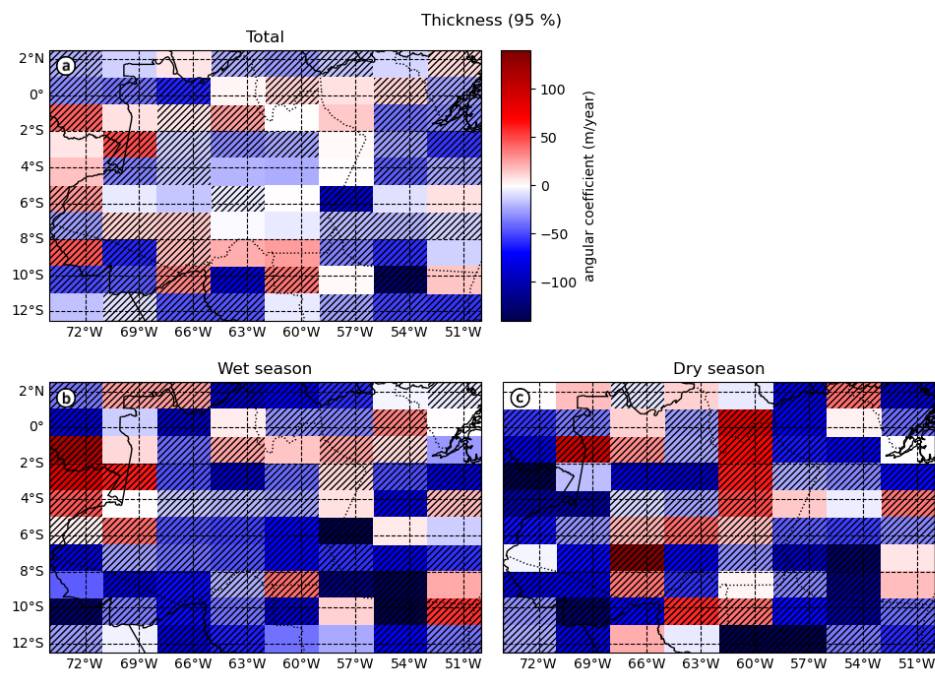


Figura C.17: Espessura geométrica, percentil de 95 %.

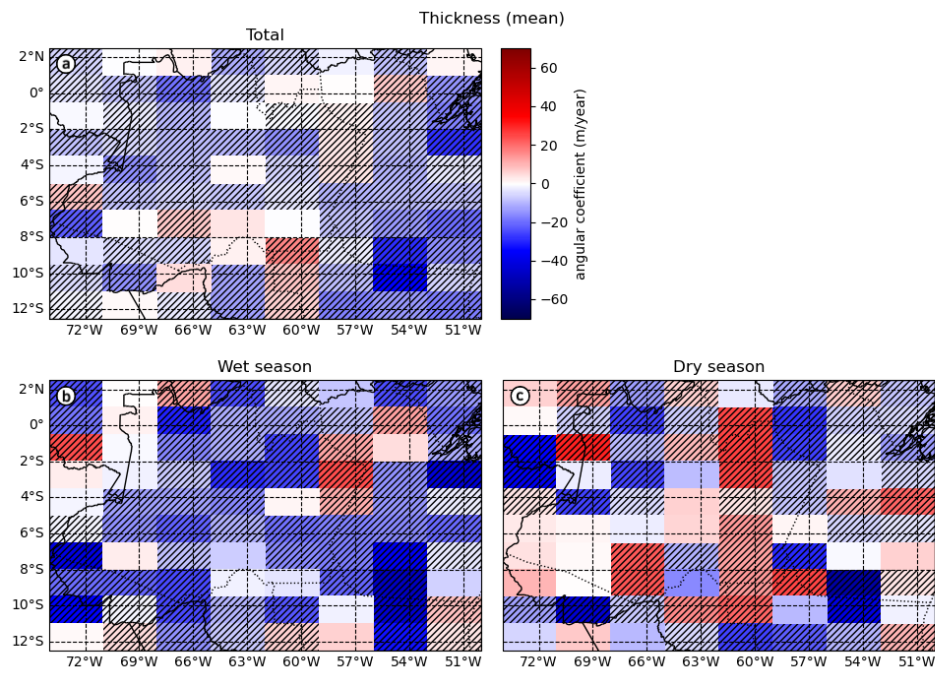


Figura C.18: Espessura geométrica média, média dos dados.

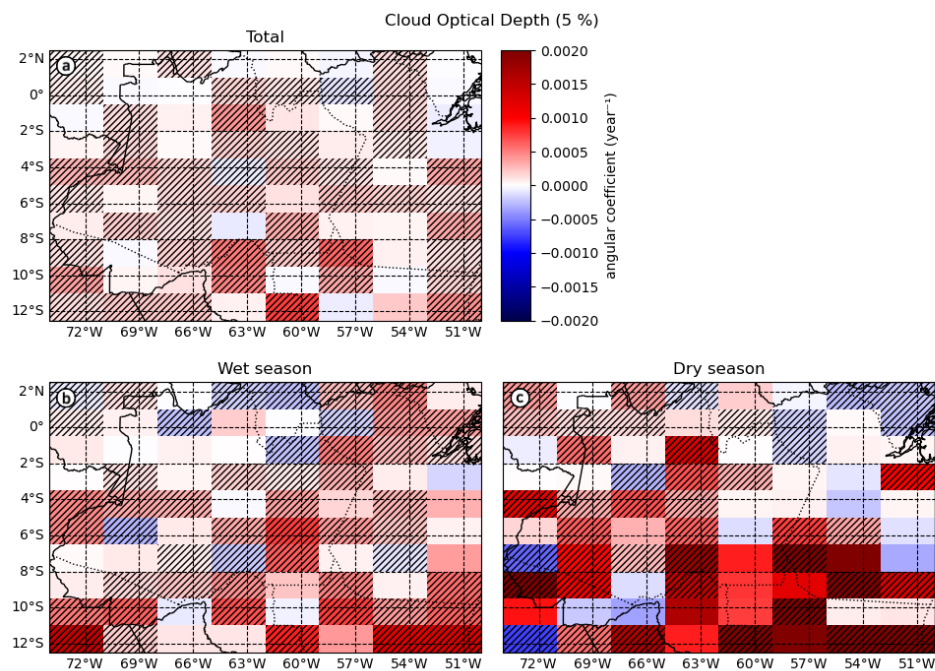


Figura C.19: Profundidade óptica, percentil de 5 %.

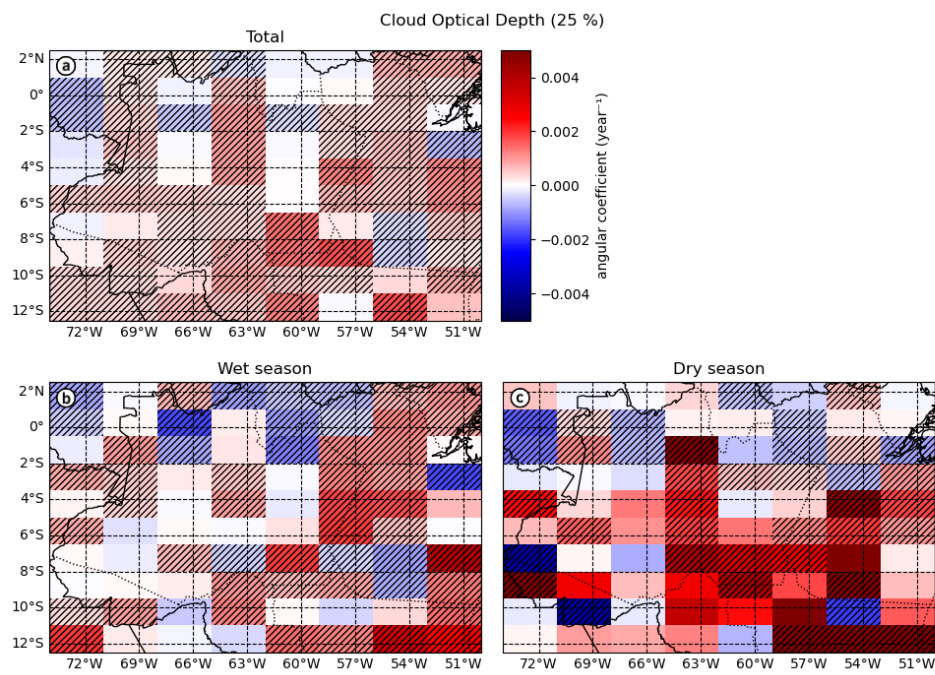


Figura C.20: Profundidade óptica, percentil de 25 %.

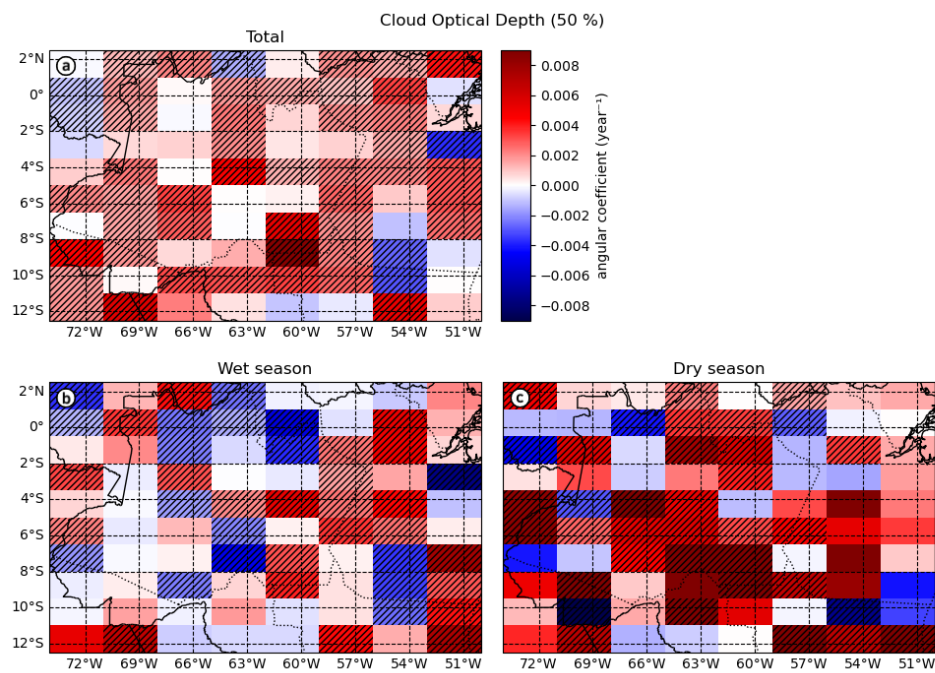


Figura C.21: Profundidade óptica, percentil de 50 %.

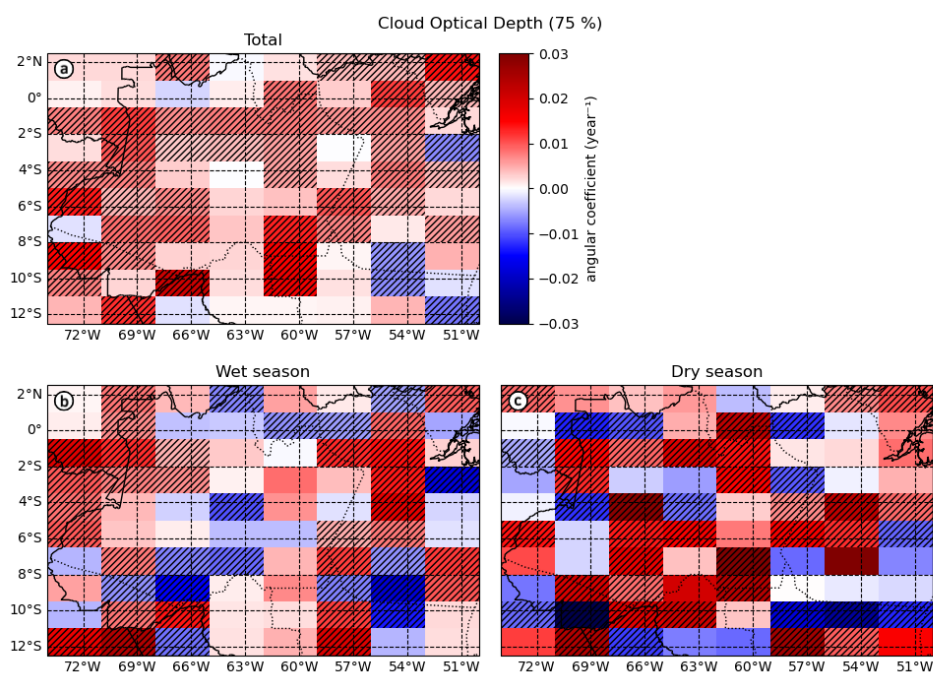


Figura C.22: Profundidade óptica, percentil de 75 %.

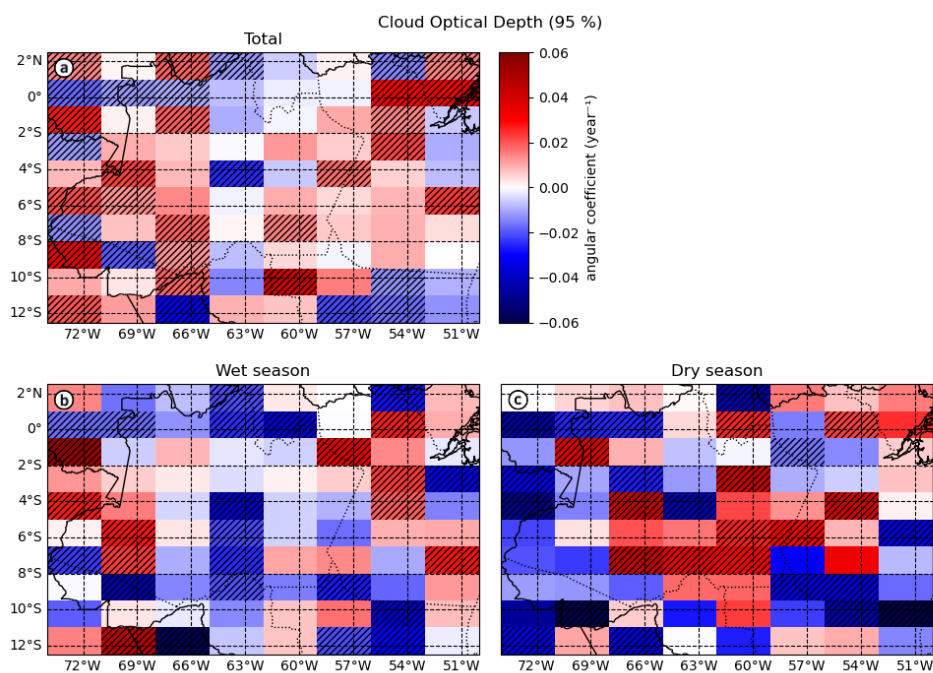


Figura C.23: Profundidade óptica, percentil de 95 %.

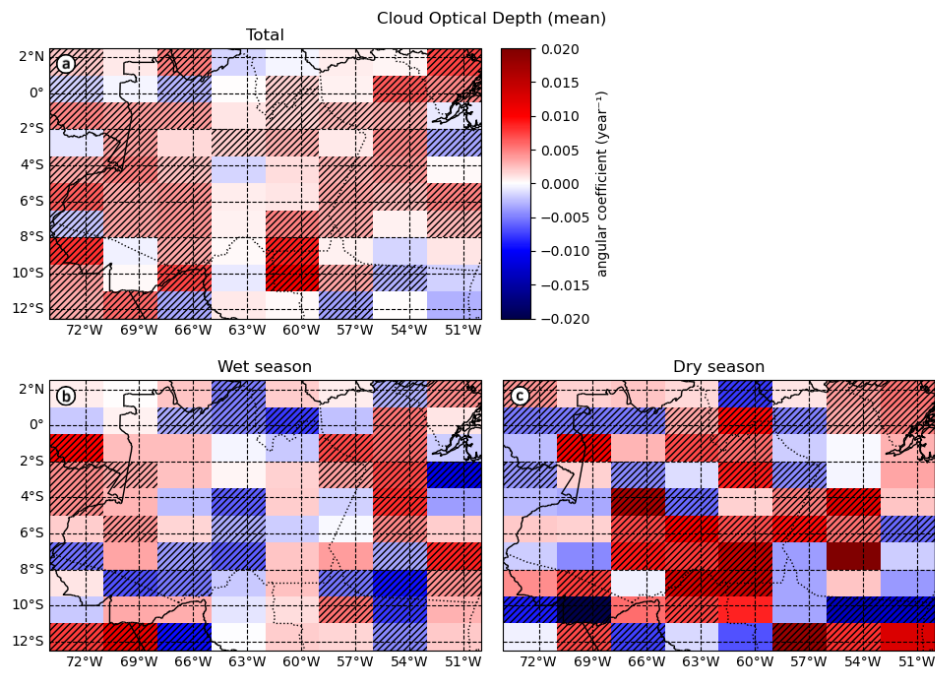


Figura C.24: Profundidade óptica média, média dos dados.

Referências

- Ackerman, T. P., K.-N. Liou, F. P. Valero, and L. Pfister, 1988: Heating rates in tropical anvils. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1606–1623, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<1606:HRITA>2.0.CO;2.
- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, et al., 2003: The version 2 global precipitation climatology project (gpcp) monthly precipitation analysis (1979-present).
- Alves, M., L. Machado, and G. Prasad, 2007: Study of the variability of high cloud covering over central amazon region. *Acta Amazonica*, **37**, 71–79.
- Arias, P., N. Bellouin, E. Coppola, et al., 2021: Technical summary. climate change 2021: The physical science basis. Technical report, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA.
- ASDC, 2022: *CALIPSO Quality Statements: Lidar Level 2 Cloud and Aerosol Profile Products Version Releases: 3.01, 3.02*. Atmospheric Science Data Center, Hampton VA, USA.
- Baars, H., A. Ansmann, D. Althausen, et al., 2012: Aerosol profiling with lidar in the amazon basin during the wet and dry season. *J. Geophys. Res.*, **117**, doi:10.1029/2012JD018338.
- Berry, E., 2011: *Investigating Cirrus cloud behavior using A-train and geostationary satellite data*. Master's thesis, University of Utah, Utah, USA.
- Campbell, J. R., M. A. Vaughan, M. Oo, et al., 2015: Distinguishing cirrus cloud presence in autonomous lidar measurements. *Atmos. Meas. Tech.*, **8**, 435–449, doi:10.5194/amt-8-435-2015.
- Cardona, A. L., 2008: The frequency of tropopause-level thick and thin cirrus clouds as observed by calipso and the relationship to relative humidity and outgoing longwave radiation.
- Chang, K.-W. and T. L'Ecuyer, 2020: Influence of gravity wave temperature anomalies and their vertical gradients on cirrus clouds in the tropical tropopause layer – a satellite-based view. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 12499–12514, doi:10.5194/acp-20-12499-2020.
- Chaurasiya, R. and K. Ramakrishnan, 2013: High dynamic range imaging. *2013 International Conference on Communication Systems and Network Technologies*, 83–89.

- Collis, R. T. H., 1966: Lidar: A new atmospheric probe. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **92**, 220–230, doi:10.1002/qj.49709239205.
- Comstock, J. M., T. P. Ackerman, and G. G. Mace, 2002: Ground-based lidar and radar remote sensing of tropical cirrus clouds at nauru island: Cloud statistics and radiative impacts. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4714, doi:10.1029/2002JD002203.
- Davis, S., D. Hlavka, E. Jensen, et al., 2010: In situ and lidar observations of tropopause subvisible cirrus clouds during tc4. *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JD013093.
- Fu, Y., Y. Chen, R. Li, et al., 2017: Lateral boundary of cirrus cloud from calipso observations. *Scientific Reports*, **7**, doi:10.1038/s41598-017-14665-6.
- Gouveia, D. A., 2014: *Caracterização de nuvens cirrus na região da Amazônia central utilizando um lidar em solo*. Master's thesis, Instituto de Física - Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- 2018: *Forçante radiativa, propriedades ópticas e físicas das nuvens cirrus na Amazônia*. Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.
- Gouveia, D. A., B. Barja, H. M. J. Barbosa, et al., 2017: Optical and geometrical properties of cirrus clouds in amazonia derived from 1 year of ground-based lidar measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 3619–3636, doi:10.5194/acp-17-3619-2017.
- Haladay, T. and G. Stephens, 2009: Characteristics of tropical thin cirrus clouds deduced from joint cloudsat and calipso observations. *J. Geophys. Res.*, **114**, doi:10.1029/2008JD010675.
- Kahn, B. H., H. Takahashi, G. L. Stephens, et al., 2018: Ice cloud microphysical trends observed by the atmospheric infrared sounder. *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 10715–10739, doi:10.5194/acp-18-10715-2018.
- Krämer, M., C. Rolf, N. Spelten, et al., 2020: A microphysics guide to cirrus – part 2: Climatologies of clouds and humidity from observations. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 12569–12608, doi:10.5194/acp-20-12569-2020.
- Larsgård, N. E., 2008: *Characteristics of cirrus clouds over ALOMAR and their dependence on atmospheric conditions*. Master's thesis, University of Oslo, Oslo, Norway.
- Liou, K. N., 2002: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, Los Angeles, CA, 1053 pp.
- Lohmann, U., F. Lüönd, and F. Mahrt, 2016: *An Introduction to Clouds: From the Microscale to Climate*. Cambridge University Press.

- López-Oramas, A., 2015: *Multi-year Campaign of the Gamma-Ray Binary LS I +61° 303 and Search for VHE Emission from Gamma-Ray Binary Candidates with the MAGIC Telescopes*. Ph.D. thesis, Institut de Física d'Altes Energies, 208 pp.
- Martins, E., V. Noel, and H. Chepfer, 2011: Properties of cirrus and subvisible cirrus from nighttime cloud-aerosol lidar with orthogonal polarization (caliop), related to atmospheric dynamics and water vapor. *J. Geophys. Res.*, **116**, doi:10.1029/2010JD014519.
- Massie, S. T., J. Gille, C. Craig, et al., 2010: Hirdls and calipso observations of tropical cirrus. *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JD012100.
- MetOffice, 2022: Cirrus clouds. <https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/types-of-weather/clouds/high-clouds/cirrus>, accessed: 2022-05-24.
- Min, M., W. Pucai, and Z. Xuemei, 2010: Extinction to backscatter ratio of cirrus clouds retrieved by spaceborne lidar over china. *Chinese J. Atmos. Sci.*, **34**, 506, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.03.04.
- Nakayama, T., W. Zhao, and W. Zhang, 2021: 7 - measurements of aerosol optical properties using spectroscopic techniques. *Advances in Spectroscopic Monitoring of the Atmosphere*, W. Chen, D. S. Venables, and M. W. Sigrist, eds., Elsevier, 345–412.
- NASA, 2005: Nasa facts – calipso: Cloud-aerosol lidar and infrared pathfinder satellite observations, 6.
- 2018: *CALIPSO Low Laser Energy Technical Advisory for Data Users*. NASA Langley Research Center, Hampton, USA.
- NASA, 2021: The afternoon constellation. <https://atrain.nasa.gov>, accessed: 2021-11-18.
- 2022a: About calipso: Calipso payload. <https://www-calipso.larc.nasa.gov/about/payload.php>, accessed: 2021-11-18.
- 2022b: Calipso - data user's guide: Data product descriptions. https://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/calipso_users_guide/data_summaries/index.php, accessed: 2021-11-18.
- 2022c: Calipso user's guide - browse image tutorial. https://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/calipso_users_guide/browse/index.php, accessed: 2021-11-18.
- Nazaryan, H., M. P. McCormick, and W. P. Menzel, 2008: Global characterization of cirrus clouds using calipso data. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi:10.1029/2007JD009481.

- Nee, J. and C.-Y. Lu, 2021: Seasonal migration of cirrus clouds by using caliop observations. *Meteorol. Atmos. Phys.*, doi = 10.1007/s00703-020-00769-8, **133**, 1–9.
- Nudehi, S. S., U. Farooq, A. Alasty, and J. Issa, 2008: Satellite attitude control using three reaction wheels. *2008 American Control Conference*, 4850–4855.
- Pandit, A. K., H. S. Gadhavi, M. Venkat Ratnam, et al., 2015: Long-term trend analysis and climatology of tropical cirrus clouds using 16 years of lidar data set over southern india. *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 13833–13848, doi:10.5194/acp-15-13833-2015.
- Prasad, A. A., 2012: *Tropical Thin Cirrus from MISR: Detection, Validation and Trends*. Ph.D. thesis, The University of Auckland, Auckland, NZ.
- Protat, A., S. A. Young, S. A. McFarlane, et al., 2014: Reconciling ground-based and space-based estimates of the frequency of occurrence and radiative effect of clouds around darwin, australia. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **53**, 456 – 478, doi:10.1175/JAMC-D-13-072.1.
- Reverdy, M., V. Noel, H. Chepfer, and B. Legras, 2012: On the origin of subvisible cirrus clouds in the tropical upper troposphere. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 12081–12101, doi:10.5194/acp-12-12081-2012.
- Riihimaki, L. D. and S. A. McFarlane, 2010: Frequency and morphology of tropical tropopause layer cirrus from calipso observations: Are isolated cirrus different from those connected to deep convection? *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JD013133.
- Saito, M., H. Iwabuchi, P. Yang, et al., 2017: Ice particle morphology and microphysical properties of cirrus clouds inferred from combined CALIOP-IIR measurements. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 4440–4462, doi:10.1002/2016JD026080.
- Sassen, K. and B. S. Cho, 1992: Subvisual-thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **31**, 1275 – 1285, doi:10.1175/1520-0450(1992)031<1275:STCLDF>2.0.CO;2.
- Sassen, K., Z. Wang, and D. Liu, 2008: Global distribution of cirrus clouds from cloudsat/cloud-aerosol lidar and infrared pathfinder satellite observations (calipso) measurements. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi:10.1029/2008JD009972.
- 2009: Cirrus clouds and deep convection in the tropics: Insights from calipso and cloudsat. *J. Geophys. Res.*, **114**, doi:10.1029/2009JD011916.
- Schwartz, M. C. and G. G. Mace, 2010: Co-occurrence statistics of tropical tropopause layer cirrus with lower cloud layers as derived from cloudsat and calipso data. *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JD012778.

- Seifert, P., A. Ansmann, D. Müller, et al., 2007: Cirrus optical properties observed with lidar, radiosonde and satellite over the tropical indian ocean during the aerosol-polluted northeast and clean maritime southwest monsoon. *J. Geophys. Res.*, **112**, D17205, doi:10.1029/2006JD008352.
- Sena, E. T., M. A. F. S. Dias, L. M. V. Carvalho, and P. L. S. Dias, 2018: Reduced wet-season length detected by satellite retrievals of cloudiness over brazilian amazonia: A new methodology. *J. Clim.*, **31**, 9941 – 9964, doi:10.1175/JCLI-D-17-0702.1.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, et al., 2007: Technical summary. climate change 2007: The physical science basis. Technical report, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA.
- Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, et al., 2002: The cloudsat mission and the a-train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1771 – 1790, doi:10.1175/BAMS-83-12-1771.
- Stevens, B. and S. Bony, 2013: What are climate models missing? *Science*, **340**, 1053–1054, doi:10.1126/science.1237554.
- Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, et al., 2013: Technical summary. climate change 2013: The physical science basis. Technical report, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA.
- Tang, Q., Y. Hu, W. Li, et al., 2018: Optimizing cirrus optical depth retrievals over the ocean from collocated calipso and amsr-e observations. *Appl. Opt.*, **57**, 7472–7481, doi:10.1364/AO.57.007472.
- Tegtmeier, S., J. Anstey, S. Davis, et al., 2020: Temperature and tropopause characteristics from reanalyses data in the tropical tropopause layer. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 753–770, doi:10.5194/acp-20-753-2020.
- Thorsen, T. J., Q. Fu, and J. Comstock, 2011: Comparison of the calipso satellite and ground-based observations of cirrus clouds at the arm twp sites. *J. Geophys. Res.*, **116**, doi:10.1029/2011JD015970.
- Trenberth, K. E., 2022: *The Changing Flow of Energy Through the Climate System*. Cambridge University Press.
- Vaughan, M. A., D. M. Winker, and K. A. Powell, 2005: *CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document Part 2: Feature Detection and Layer Properties Algorithms*. NASA Langley Research Center, Hampton, USA.
- 2020: *Data Management System - Data Products Catalog*. NASA Langley Research Center, Hampton, USA.

- Veglio, P. and T. Maestri, 2011: Statistics of vertical backscatter profiles of cirrus clouds. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 12925–12943, doi:10.5194/acp-11-12925-2011.
- Virts, K. S., 2009: *Cirrus in the Tropical Tropopause Transition Layer: Formation Mechanisms and Influence of the Local and Planetary-Scale Environment*. Master's thesis, University of Washington, Seattle, USA.
- Virts, K. S. and J. M. Wallace, 2010: Annual, interannual, and intraseasonal variability of tropical tropopause transition layer cirrus. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3097 – 3112, doi:10.1175/2010JAS3413.1.
- 2014: Observations of temperature, wind, cirrus, and trace gases in the tropical tropopause transition layer during the mjo. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 1143 – 1157, doi:10.1175/JAS-D-13-0178.1.
- Virts, K. S., J. M. Wallace, Q. Fu, and T. P. Ackerman, 2010: Tropical tropopause transition layer cirrus as represented by calipso lidar observations. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3113 – 3129, doi:10.1175/2010JAS3412.1.
- Wallace, J. and P. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. International Geophysics Series, Elsevier Academic Press.
- Wang, T. and A. Dessler, 2012: Analysis of cirrus in the tropical tropopause layer from calipso and mls data: A water perspective. *J. Geophys. Res.*, **117**, n/a–n/a, doi:10.1029/2011JD016442.
- Weitkamp, C., 2005: Lidar, range-resolved optical remote sensing of the atmosphere. *Lidar, Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere, Edited by Claus Weitkamp. Berlin: Springer, 2005.*, **102**, doi:10.1007/b106786.
- Werth, D. and R. Avissar, 2002: The local and global effects of amazon deforestation. *J. Geophys. Res.*, **107**, LBA 55–1–LBA 55–8, doi:10.1029/2001JD000717.
- Wilks, D. S., 2006: *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 91 of *International Geophysics*. Academic Press, second edition.
- Winker, D., R. Couch, and M. McCormick, 1996: An overview of lite: Nasa's lidar in-space technology experiment. *Proceedings of the IEEE*, **84**, 164–180, doi:10.1109/5.482227.
- Winker, D. M., C. A. Hostetler, M. A. Vaughan, and A. H. Omar, 2006: *Part 1: CALIOP Instrument, and Algorithms Overview. CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document*. NASA Langley Research Center, Science Application International Corp., Hampton, USA.

- Winker, D. M., J. Pelon, J. A. Coakley, et al., 2010: The calipso mission: A global 3d view of aerosols and clouds. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **91**, 1211 – 1230, doi:10.1175/2010BAMS3009.1.
- Winker, D. M., M. A. Vaughan, A. Omar, et al., 2009: Overview of the calipso mission and caliop data processing algorithms. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **26**, 2310 – 2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1.
- Woods, S., R. P. Lawson, E. Jensen, et al., 2018: Microphysical properties of tropical tropopause layer cirrus. *J. Geophys. Res.*, **123**, 6053–6069, doi:10.1029/2017JD028068.
- Wright, J. S., R. Fu, J. R. Worden, et al., 2017: Rainforest-initiated wet season onset over the southern amazon. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **114**, 8481–8486, doi:10.1073/pnas.1621516114.
- Wu, L. and H. Jiang, 2011: Regional simulations of deep convection and biomass burning over south america: 2. biomass burning aerosol effects on clouds and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, **116**, doi:10.1029/2011JD016106.
- Young, S., 2010: Uncertainty analysis for particulate backscatter, extinction and optical depth retrievals reported in the calipso level 2, version 3 data release. https://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/calipso_users_guide/data_summaries/pdfs/CALIOP_Version3_Extinction_Error_Analysis.pdf, accessed: 2022-06-15.
- Young, S. A., M. A. Vaughan, A. Garnier, et al., 2018: Extinction and optical depth retrievals for calipso’s version 4 data release. *Atmospheric Measurement Techniques*, **11**, 5701–5727, doi:10.5194/amt-11-5701-2018.
- Young, S. A., D. M. Winker, M. A. Vaughan, et al., 2008: *Part 4: Extinction Retrieval Algorithms*. NASA Langley Research Center, Science Systems & Applications Inc., Hampton, USA.
- Zhang, Y., R. Fu, H. Yu, et al., 2009: Impact of biomass burning aerosol on the monsoon circulation transition over amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, doi:10.1029/2009GL037180.
- Zhao, F., C. Tang, C. Dai, et al., 2020: The global distribution of cirrus clouds reflectance based on modis level-3 data. *Atmosphere*, **11**, doi:10.3390/atmos11020219.
- Zhou, C., A. E. Dessler, M. D. Zelinka, et al., 2014: Cirrus feedback on interannual climate fluctuations. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 9166–9173, doi:10.1002/2014GL062095.
- Zhu, J., 2011: *Investigation On Cirrus Clouds By The Cloud-Aerosol Lidar And Infrared Pathfinder Satellite Observation Data*. Ph.D. thesis.

Zou, L., S. Griessbach, L. Hoffmann, et al., 2020: Revisiting global satellite observations of stratospheric cirrus clouds. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 9939–9959, doi:10.5194/acp-20-9939-2020.