



INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES  
Autarquia Associada à Universidade de São Paulo

Interação Aerossóis Nuvens: um estudo por sensoriamento remoto

JONATAN JOÃO DA SILVA

Tese apresentada como parte dos requisitos para obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de Tecnologia Nuclear - Materias

Orientador:

Prof. Dr. Eduardo Landulfo

São Paulo

2022

**INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES**  
**Autarquia Associada à Universidade de São Paulo**

**Interação Aerossóis Nuvens: um estudo por sensoriamento remoto**

Versão Corrigida

Versão Original disponível no IPEN

**JONATAN JOÃO DA SILVA**

Tese apresentada como parte dos  
requisitos para obtenção do Grau de  
Doutor em Ciências na Área de  
Tecnologia Nuclear - Materiais

**Orientador:**

**Prof. Dr. Eduardo Landulfo**

São Paulo

2022



Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Como citar:

JOÃO DA SILVA, J. **Interação Aerossóis Nuvens**: um estudo por sensoriamento remoto.. 2022. 103 f. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear), Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, IPEN-CNEN, São Paulo. Disponível em: <<http://repositorio.ipen.br/>> (data de consulta no formato: dd/mm/aaaa)

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de geração automática da Biblioteca IPEN, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

João da Silva, Jonatan  
Interação Aerossóis Nuvens: um estudo por sensoriamento remoto. / Jonatan João da Silva; orientador Eduardo Landulfo. -- São Paulo, 2022.  
103 f.

Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Nuclear (Materiais) -- Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, São Paulo, 2022.

1. lidar. 2. aerossóis. 3. nuvem. 4. sensoriamento remoto.  
I. Landulfo, Eduardo, orient. II. Título.

## FOLHA DE APROVAÇÃO

Autor: Jonatan João da Silva

Título: Interação Aerossóis Nuvens: um estudo por sensoriamento remoto

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação  
em Tecnologia Nuclear da Universidade de São Paulo para  
obtenção do título de Doutor em Ciências.

São Paulo, 20 de janeiro de 2022.

### Banca Examinadora

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_ Julgamento: \_\_\_\_\_

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_ Julgamento: \_\_\_\_\_

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_ Julgamento: \_\_\_\_\_

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_ Julgamento: \_\_\_\_\_

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_

Instituição: \_\_\_\_\_ Julgamento: \_\_\_\_\_



*"A vida é uma pedra de amolar: ela vos desgasta ou afia, conforme o metal de que sois feito."*

Bernard Shaw



# AGRADECIMENTOS

Agradeço fortemente aos Professor Doutor Eduardo Landulfo, por toda a confiança, incentivo e amizade e dedicação aos longo de todos o período de trabalho, suas orientação foi além do trabalho acadêmico permitindo o desenvolvimento deste trabalho com segurança e confiança.

Agradeço às amigas aos amigos Fernanda, Izabel, Thaís, Elaine, Fábio, Grégori, Antônio, Cacheffo, Yoshida, Alex que me acolheram, ensinaram, respeitaram, e que fizeram este trabalho ser realizado também. Agradeço a todos os membros do grupo *Laser Environmental Applications Laboratory* (LEAL) do Centro de Lasers e Aplicações (CELAP) do IPEN.

Agradeço ao Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) pela infraestrutura, pessoal e suporte para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço ao Povo Brasileiro na figura da Pro-Reitoria de Pós Graduação da Universidade Federal do Oeste da Bahia que permitiu a realização deste trabalho por meio do seu programa de qualificação docente.

Agradeço aos funcionários do CELAP nas pessoas de Dona Marta, Sueli, Paulo e Carlão.

Aos meus pais, que sempre me incentivaram a continuar estudando, não importando as condições que estivéssemos.

À minha amada família: Lucy, Akil, Aisha e Amarildes, por ter ficado ao meu lado, apoiando e suportando meus arroubos e impaciência durante esta jornada.



## RESUMO

da Silva, J. J. *Interação aerossóis nuvens: um estudo por sensoriamento remoto*. 2021, 103 p. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear), Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, IPEN-CNEN/SP, São Paulo.

A utilização de equipamentos de sensoriamento remoto para investigar as propriedades microfísicas de aerossóis e de nuvens constitui uma ferramenta muito importante, principalmente quando estes equipamentos são empregados de forma sinérgica. Neste trabalho, um lidar elástico, juntamente com um fotômetro solar e uma câmera do tipo olho de peixe, foram empregados para estudar aerossóis, nuvens e a interação entre estes dois componentes da atmosfera, na cidade de São Paulo. As nuvens e os aerossóis constituem sistemas de abrangência mundial e que interagem com a radiação solar de forma independente e também combinada, isto é, quando os aerossóis participam como precursores na formação das nuvens como Núcleo de Condensação de Nuvens (NCN). Vários estudos, teóricos e experimentais, com equipamentos em solo e/ou embarcados em satélites abordaram a maneira e em que condições os aerossóis participam na formação das nuvens, mas estas condições ainda não estão claramente compreendidas. As medidas realizadas entre os anos de 2016 e 2019, utilizando um sistema lidar, permitiram a seleção de dias referentes aos cenários de estudo pré-estabelecidos. Estes dias serviram de referência para o levantamento das medidas em comum com todos os outros equipamentos. Os parâmetros correspondentes a cobertura de nuvens, radiação global incidente, juntamente com os parâmetros microfísicos (coeficiente de retroespalhamento, expoente de Ångström, e razão de retroespalhamento) dos aerossóis foram obtidos e validados com dados recuperados das medidas realizadas com o fotômetro solar - CIMEL da rede Aeronet instalado no Instituto de Física da Universidade de São Paulo (IFUSP). **Palavras-chaves:** lidar, aerossóis, nuvem, sensoriamento remoto.



## ABSTRACT

The use of remote sensing equipment to investigate the microphysical properties of aerosols and clouds is a very important tool, especially when these equipment are used synergistically. In this work, an elastic lidar, together with a solar photometer and a fisheye camera, were used to study aerosols, clouds and the interaction between these two components of the atmosphere, in the city of São Paulo. Clouds and aerosols are worldwide systems that interact with solar radiation independently and also in combination when aerosols participate as precursors in cloud formation as cloud condensation nucleus (CCN). Several theoretical and experimental studies with ground-based and/or satellite-embedded equipment have addressed how and under what conditions aerosols participate in cloud formation, but these conditions are not yet clearly understood. The measurements carried out between 2016 and 2019, using a lidar system, allowed the selection of days referring to the pre-established study scenarios. These days served as a reference for the survey of measurements in common with all other equipment. The parameters corresponding to cloud cover, incident global radiation, together with the microphysical parameters (backscatter coefficient, Ångström exponent, and backscatter ratio) of aerosols were obtained and validated with data retrieved from measurements performed with the solar photometer - CIMEL of the Aeronet network installed at the Institute of Physics of the University of São Paulo (IFUSP). **Keywords:** lidar, aerosols, cloud, remote sensing.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Representação dos estados de mistura de aerossóis: em (a) aerossóis externamente misturados e em (b) aerossóis internamente misturados. Adaptado [Lohmann, Lüönd e Mahrt 2016, p. 117]. . . . .	24
Figura 2 – Diagrama de barras para as forçantes radiativas (hachurados) e para as forçantes radiativas efetivas (linhas cheias) para o período de 1750 a 2011. Observa-se que as maiores incertezas se acumulam nas interações aerossol-radiação e aerossol-nuvens. Fonte: [Bates et al. 2008] . . . . .	25
Figura 3 – Emissões primárias, formação secundária e processamento de aerossóis naturais e antrópicos. O objeto de estudo é destacado nos processos em que há interação entre os aerossóis e as nuvens. Adaptado de [Monks et al. 2009]. . . . .	26
Figura 4 – Aumento da quantidade de buscas pelo termo <i>Remote Sensing</i> usando apenas a base de dados Scopus <sup>®</sup> entre 1912 e 2021. . . . .	29
Figura 5 – Sensoriamento remoto passivo (onde a fonte de radiação eletromagnética é o Sol e a radiação advinda da interação com constituintes atmosféricos) e sensoriamento remoto ativo ( onde a fonte de radiação e recepção estão montadas no mesmo equipamento). . . . .	30
Figura 6 – Representação esquemática de um sistema lidar básico. Sistema emissor constituído de uma laser e sistema receptor composto por telescópio, detectores mais módulo de aquisição, tratamento e gravação dos dados. . . . .	31
Figura 7 – Configuração sistema lidar monoestático (a) e biestático (b). . . . .	32
Figura 8 – Centro de Lasers e Aplicações (Celap) localizado no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (Ipen). . . . .	37
Figura 9 – Módulo transmissor do sistema MSP-Lidar I composto por um laser ❶, um expensor de feixes ❷. . . . .	38
Figura 10 – Módulo receptor do sistema MSP-Lidar I, composto por um Telescópio Newtoniano ❸, uma caixa de detecção de sinal com uma fotomultiplicadoras e filtros espectrais ❹ e um registrador transiente, para conversão do sinal elétrico em analógico ❺. . . . .	39
Figura 11 – Fotômetro solar da rede AERONET (acrônimo para, <i>Aerosol Robotic Network</i> ) e seus componentes. A Figura é adaptada da foto original obtida no site da própria AERONET, Fotômetro. . . . .	41

Figura 12 – Base de dados do fotômetro solar da rede Aeronet, sítio de São Paulo. . .	42
Figura 13 – Câmera all-sky (esquerda) e Piranômetro MS-80 (direita) instalados no Celap para medidas de radiação solar global e cobertura de nuvens. . . .	44
Figura 14 – Exemplo de imagem registrada pela câmera, destacada a região que será considerada para análise (interna ao círculo vermelho). . . . .	45
Figura 15 – Situações (cenários) de medidas esperadas (I-V). Para o período diurno temos os cenários de I a III e para o período noturno, os cenários de IV a V. As grandezas mostradas em cada situação são: $h_{nuvem}$ - altura da base/topo da nuvem, $\beta_{aer}$ - coeficiente de retroespalhamento, $N_{aer}$ - densidade numérica de aerossóis, $AOD_{aer/nuvem}$ - profundidade óptica da coluna de aerossol ou da nuvem, $H_2O$ - concentração de moléculas de água (fase líquida ou fase vapor), $\alpha_{aer}$ - coeficiente de extinção. . . . .	48
Figura 16 – Disponibilidade de dados entre agosto de 2016 e dezembro de 2019 para as medidas realizadas com a lidar, câmera, fotômetro solar e piranômetro. .	51
Figura 17 – Recorte de uma imagem original, projeção esférica do campo de visão da câmera. O círculo vermelho delimita a região efetiva de análise. . . . .	52
Figura 18 – Valores médios para as razões de cor calculadas para 10% do total das imagens captadas entre agosto de 2016 e agosto de 2019. . . . .	53
Figura 19 – Valores calculados para as razões de cor para todas as imagens no período compreendido entre agosto de 2016 e agosto de 2019. . . . .	54
Figura 20 – Razões de cor entre os pixels relacionadas a imagens de céu claro em (a) e a imagens de céu completamente nublado em (b) e (c). . . . .	55
Figura 21 – Médias anuais para as razões de cor de imagens de céu claro e de céu completamente nublado. . . . .	56
Figura 22 – Algoritmo para contagem e seleção do tipo de pixel restrita à região interna ao círculo destacada na imagem. . . . .	58
Figura 23 – Classificação de imagens céu claro(a) e dias completamente nublados (b) a partir dos limites indicados na Seção 6.1.2. . . . .	59
Figura 24 – Figuras (a), (b) e (c) são os <i>Quicklooks</i> para o RCS das medidas realizadas no dia 18/04/2019 e a Figura (d) mostra a cobertura de nuvens para o mesmo dia. Medidas realizadas entre 11:37 UTC e 19:43 UTC. O eixo vertical representa a altitude do sinal retroespalhado. . . . .	60
Figura 25 – Cobertura de nuvens (horária) para o dia 18/04/2019, mostrando um dia com nuvens predominantes no horário da manhã. . . . .	61
Figura 26 – Medidas de RCS em 532 nm recuperadas pelo lidar no dia 18/04/2019, mostrando as regiões sem nuvens ( $P'_i$ s) e, na parte inferior o perfil da radiação bloqueada pelas nuvens, recuperado pelo piranômetro. . . . .	62

Figura 27 – Figuras (a-f) Coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento (1064 nm/355 nm e 1064 nm/532 nm), e expoente de Ångström (355 nm/1064 nm e 532 nm/1064 nm) recuperados no dia 18 de abril para os três comprimentos de onda elásticos: 355 nm, 532 nm e 1064 nm. . . . .	63
Figura 28 – Distribuição volumétrica de tamanho $dV(r)/dln(r)(\mu m^3/\mu m^2)$ , em função do raio das partículas de aerossol, nos vários horários de realização das medidas. . . . .	66
Figura 29 – Valores horários e da média horária da AOD e EA recuperadas da Aeronet para os comprimentos de onda 532 nm e 355 nm. Dados para o dia 18/04/2019 entre 11:37 e 18:59 UTC (região destacada no gráfico). . . . .	67
Figura 30 – Retrotrajetórias de cinco dias chegando em São Paulo na localização do CELAP-IPEN com diferentes níveis de altitude, de 500 a 3500 m a.n.s, em 18 de abril de 2019 às 18:00 UTC. Retrotrajetórias obtidas por meio do modelo HYSPLIT, com o banco de dados GDAS. As linhas coloridas representam as retrotrajetórias das parcelas de ar que chegaram a São Paulo nas altitudes de 500, 2000, 3000 e 4000m respectivamente. Mapa gerado por meio do Google Earth. . . . .	68
Figura 31 – Figuras (a), (b) e (c) são os <i>Quicklooks</i> para o RCS das medidas realizadas no dia 10/04/2018 e a Figura (d) mostras a cobertura de nuvens para o mesmo dia. Medidas realizadas entre 11:59 UTC e 21:09 UTC. O eixo vertical representa a altitude do sinal retroespalhado. . . . .	69
Figura 32 – Cobertura de nuvens (horária) para o dia 10/04/2018. Valores de okta superiores a 4 ocorrem fora dos horários de medidas realizadas com o lidar. Algumas nuvens interceptadas pelo laser são mostradas nos <i>quicklooks</i> da Figura 31. . . . .	70
Figura 33 – Medidas de RCS em 532 nm recuperadas pelo lidar no dia 10/04/2018, mostrando a altitude das nuvens (círculos rosa), regiões com nuvens ( $C'_i$ s) e regiões sem nuvens ( $P'_i$ s). Na parte inferior, o perfil de radiação bloqueada pelas nuvens, recuperado pelo piranômetro. . . . .	71
Figura 34 – Figuras (a-e) coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento (1064 nm/355 nm e 1064 nm/532 nm), e expoente de Ångström (355 nm/1064 nm e 532 nm/1064 nm), recuperados no dia 10 de abril, para os três comprimentos de onda elásticos: 355 nm, 532 nm e 1064 nm. . . . .	72
Figura 35 – Distribuição volumétrica de tamanho $dV(r)/dln(r)(\mu m^3/\mu m^2)$ , em função do raio do aerossol nos vários horários de realização das medidas. . . . .	75

Figura 36 – Valores horários e da média horária da AOD e EA recuperadas da Aeronet. Comprimentos de onda interpolados 532 nm e 355 nm durante dia 10/04/2018, entre 14:41 e 18:42 UTC (região destacada no gráfico). . . . .	76
Figura 37 – Retrotrajetórias de cinco dias chegando em São Paulo na localização do CELAP-IPEN com diferentes níveis de altitude, de 500 a 3500 m a.n.s, em 10 de abril de 2018 às 18:00 UTC. Retrotrajetórias obtidas por meio do modelo HYSPLIT com o banco de dados GDAS. Marcações em vermelho representam focos de incêndios detectados pelo satélite AQUA. As linhas coloridas representam as retrotrajetórias das parcelas de ar que chegaram a São Paulo nas altitudes de 500, 2000, 3000 e 4000m respectivamente. Mapa gerado por meio do Google Earth. . . . .	77
Figura 38 – Figuras (a), (b) e (c) são os <i>Quicklooks</i> para o RCS das medidas realizadas no dia 14/05/2019 e a Figura (d) mostra a cobertura de nuvens para o mesmo dia. Medidas realizadas entre 13:09 UTC e 14:55 UTC. O eixo vertical representa a altitude do sinal retroespalhado entre 380 e 5000 m. . . . .	78
Figura 39 – Cobertura de nuvens (horária) para o dia 14/05/2019, valores de okta superiores a 4 ocorreram fora dos horários de medidas realizadas com o lidar, algumas nuvens interceptadas pelo laser são mostradas nos <i>quicklooks</i> . . . . .	79
Figura 40 – Medidas de RCS em 532 nm recuperadas pelo lidar no dia 14/05/2019. Regiões sem nuvens ( $P'_i$ s) e com nuvens ( $C'_i$ s). Na parte inferior, o perfil de radiação bloqueada pelas nuvens, recuperada das medidas realizadas com o piranômetro. . . . .	80
Figura 41 – Figuras (a-e) $\beta$ , RR (1064 nm/355 nm e 1064 nm/532 nm), e EA (355 nm/1064 nm e 532 nm/1064 nm), recuperados no dia 14 de maio de 2019, para os três comprimentos de onda elásticos: 355 nm, 532 nm, e 1064 nm. . . . .	82
Figura 42 – Retrotrajetórias de cinco dias chegando em São Paulo na localização do CELAP-IPEN com diferentes níveis de altitude, de 500 a 3500 m a.n.s., em 14 de maio de 2019 às 18:00 UTC. Retrotrajetórias obtidas por meio do modelo HYSPLIT com o banco de dados GDAS. Marcações em vermelho representam focos de incêndio detectados pelo satélite AQUA. As linhas coloridas representam as retrotrajetórias das parcelas de ar que chegaram a São Paulo nas altitudes de 500, 1500, 2500 e 3500 m, respectivamente. Mapa gerado por meio do Google Earth. . . . .	84
Figura 43 – Valores horários da AOD e do EA, recuperados da Aeronet, para os comprimentos de onda 532 nm e 355 nm, durante o dia 14/05/2019, entre 13:10 e 14:45 UTC (região destacada no gráfico). . . . .	85

Figura 44 – Figuras (a), (b) e (c) são os <i>Quicklooks</i> para o RCS das medidas realizadas no dia 25/04/2019. A Figura (d) mostra a cobertura de nuvens para o mesmo dia. Medidas realizadas entre 11:54 UTC e 17:43 UTC. O eixo vertical representa a altitude do sinal retroespalhado entre 380 e 5000 m.	86
Figura 45 – Cobertura de nuvens horária para o dia 25/04/2019, valores de okta abaixo de 6 ocorreram durante os horários de medidas realizadas com o lidar, algumas nuvens interceptadas pelo laser são mostradas nos <i>quicklooks</i> .	87
Figura 46 – Medidas de RCS em 532 nm, recuperadas pelo lidar no dia 25/04/2019. Regiões sem nuvens ( $P'_i$ s) e com nuvens ( $C'_i$ s). Na parte inferior, o perfil de radiação bloqueada pelas nuvens, recuperada das medidas realizadas com o piranômetro. Apenas os dados referentes às regiões sem nuvens são usados para calcular os parâmetros dos aerossóis.	88
Figura 47 – Figuras (a-e) mostram o $\beta$ , a RR (1064 nm/355 nm e 1064 nm/532 nm) e o EA (355 nm/1064 nm e 532 nm/1064 nm). Tdos recuperados no dia 25 de abril de 2019, para os três comprimentos de onda elásticos: 355 nm, 532 nm e 1064 nm.	89
Figura 48 – Valores horários da AOD e EA recuperadas da Aeronet, para os comprimentos de onda 532 nm e 355 nm. Valores obtidos para o dia 14/05/2019 entre 13:10 e 14:45 UTC (região destacada no gráfico).	92
Figura 49 – Retrotrajetórias de cinco dias, chegando em São Paulo na localização do CELAP-IPEN, com diferentes níveis de altitude, de 500 a 3500 m a.n.s. em 25 de abril de 2019 às 18:00 UTC. Retrotrajetórias obtidas por meio do modelo HYSPLIT, com o banco de dados GDAS. Marcações em vermelho representam focos de incêndio detectados pelo satélite AQUA. As linhas coloridas representam as retrotrajetórias das parcelas de ar que chegaram a São Paulo, nas altitudes de 500, 1500, 2500 e 3500 m respectivamente. Mapa gerado por meio do Google Earth.	93

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Moda do Aerossol e os intervalos de tamanho (raio) correspondentes. . .	23
Tabela 2 – Sistema MSP-LIDAR I . . . . .	40
Tabela 3 – Principais parâmetros usados na identificação dos pixels das imagens. . .	46
Tabela 4 – Quantitativo de medidas realizadas durante o período de aquisição de dados. . . . .	52
Tabela 5 – Valores médios das razões de cor e seus respectivos coeficientes de variação (CV), calculados para imagens de dias completamente nublados e dias completamente claros. . . . .	56
Tabela 6 – Escala internacional de área nublada. . . . .	57
Tabela 7 – Valores médios do coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento, expoente de Ångström relacionados ao retroespalhamento ( $EA_{\beta, \lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitudes compreendida entre 300 m e 2000 m, para o dia 18 de abril 2019. . . . .	64
Tabela 8 – Valores médios da coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento, expoente de Ångström relacionados ao retroespalhamento ( $EA_{\beta, \lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitude compreendidas entre 1000 m e 2000 m, para o dia 18 de abril 2019. . . . .	65
Tabela 9 – Profundidade ótica do aerossol e expoente de Ångström médios, recuperados da Aeronet em 532 nm e 355 nm, para a estação do outono. Dados referentes aos anos 2017, 2018 e 2019. . . . .	68
Tabela 10 – Valores médios do coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento, expoente de Ångström relacionados ao retroespalhamento ( $EA_{\beta, \lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitudes compreendidas entre 300 m e 2700 m, para o dia 10 de abril 2018. . . . .	73
Tabela 11 – Valores médios do coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento, expoente de Ångström, relacionado ao retroespalhamento ( $EA_{\beta, \lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitudes compreendidas entre 500 m e 3000 m, de acordo com cada período, para o dia 10 de abril 2018. . . . .	74
Tabela 12 – Intensidade da radiação para os períodos escolhidos para o dia 14/05/2019.	81
Tabela 13 – Valores médios do $\beta$ , da RR, do EA relacionados ao retroespalhamento ( $EA_{\beta, \lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitudes compreendida entre 500 m e 1500 m, para todos os períodos do dia 14 de maio 2019. . . . .	83

Tabela 14 – Valores médios do $\beta$ , da RR e do $EA_{\beta,\lambda_1/\lambda_2}$ . Valores obtidos para altitudes compreendidas entre 300 m e 1500 m, para todos os períodos, durante o dia 25 de abril de 2019. . . . .	90
Tabela 15 – Valores médios do $\beta$ , da RR e do $EA_{\beta,\lambda_1/\lambda_2}$ , obtidos para altitudes compreendidas entre 500 m e 1500 m, para todos os períodos, durante o dia 25 de abril de 2019. . . . .	91



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACI	<i>Aerosol Cloud Interaction</i>
Aeronet	<i>Aerosol Robotic Network</i>
AOD	<i>Atmospheric Optical Depth</i>
BGD	<i>Blue-Green Difference</i>
BRBG	<i>Blue-Red Blue-Green Difference</i>
Calipso	<i>Cloud- Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations</i>
CCN	<i>Cloud Condensation Nuclei</i>
CELAP	Centro de Lasers e Aplicações
CLP	Camada Limite Planetária
CV	Coeficiente de Variação
EA	Expoente de Ångström
EGD	<i>Euclidean Geometric Distance</i>
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
HSI	<i>Hue-Saturation-Intensity</i>
HYSPLIT	<i>Hybrid Single Particle Lagrangian Integrate Trajectory Model</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IFUSP	Instituto de Física da Universidade de São Paulo
Inpe	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JPEG	<i>Joint Photographic Experts Group</i>
Lidar	<i>Light Detection and Ranging</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NRBR	<i>Normalized Red-Blue Ratio</i>

RBD	<i>Red-Blue Difference</i>
RBR	<i>Red-Blue Ratio</i>
RC	Razão de Cor
RR	Razão de Retroespalhamento
RCS	<i>Range Corrected Signal</i>
RL	Razão Lidar
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>

# SUMÁRIO

	<b>Sumário</b> . . . . .	<b>21</b>
<b>1</b>	<b>Introdução</b> . . . . .	<b>23</b>
1.1	Objetivos gerais . . . . .	27
1.2	Objetivos específicos . . . . .	27
1.3	Organização . . . . .	28
<b>2</b>	<b>Sensoriamento Remoto</b> . . . . .	<b>29</b>
2.1	Lidar Elástico . . . . .	31
<b>3</b>	<b>Fundamentos Teóricos</b> . . . . .	<b>33</b>
3.1	Espalhamento e Absorção da Luz . . . . .	33
3.2	Equação Lidar . . . . .	33
<b>4</b>	<b>Materiais e Métodos</b> . . . . .	<b>37</b>
4.1	Local de Estudo . . . . .	37
4.2	Região Metropolitana de São Paulo . . . . .	37
4.3	Sistema de Retroespalhamento Lidar . . . . .	38
4.4	Fotômetro solar CIMEL CE318 . . . . .	40
4.5	Piranômetro MS-80 . . . . .	43
4.6	Sistema de modelagem de dispersão e transporte atmosférico - HYSPLIT . . . . .	43
4.7	<i>Câmera de Céu Inteiro all-sky</i> . . . . .	45
4.8	Classificação por pixels e cobertura de nuvens . . . . .	45
<b>5</b>	<b>METODOLOGIA</b> . . . . .	<b>48</b>
<b>6</b>	<b>Resultados e Discussão</b> . . . . .	<b>50</b>
6.1	Recuperação dos Dados . . . . .	50
6.1.1	Resultados da Câmera . . . . .	50
6.1.2	Parâmetros de cor para os dias claros e para os dias nublados . . . . .	53
6.2	Classificação da Cobertura de Nuvens . . . . .	55
6.3	Resultados Lidar . . . . .	59
6.4	Estudo de Caso: dia 18 de Abril de 2019 . . . . .	59
6.5	Estudo de Caso: dia 10 de Abril de 2018 . . . . .	69
6.6	Estudo de Caso: dia 14 de Maio de 2019 . . . . .	78
6.7	Estudo de Caso: dia 25 de Abril de 2019 . . . . .	86
<b>7</b>	<b>Conclusões</b> . . . . .	<b>94</b>
7.1	Trabalhos futuros . . . . .	96

<b>Referências Bibliográficas . . . . .</b>	<b>97</b>
<b>REFERÊNCIAS . . . . .</b>	<b>97</b>

# 1 INTRODUÇÃO

Aerossol tem um papel muito importante em muitos processos atmosféricos. A sua influência no balanço de radiação na Terra, visibilidade, nuvens, precipitação e qualidade do ar e outros processos na troposfera e na estratosfera é apreciável, mesmo o aerossol sendo um constituinte menor na atmosfera [Lohmann, Lüönd e Mahrt 2016].

A classificação dos aerossóis surge quase que obrigatoriamente, visto que existe uma grande variedade de fontes e processos meteorológicos, principalmente na troposfera. Esta camada é a mais baixa da atmosfera, concentrando  $\approx 80\%$  da massa atmosférica, sendo continuamente limpa de aerossóis por gotas de nuvem e partículas de gelo [Wallace e Hobbs 2006]. Assim, qualquer pesquisa que objetive compreender e prever as mudanças climáticas terá que quantificar com boa precisão o impacto que as partículas de aerossol, independentemente de sua origem (natural ou antrópica), tem sobre a microfísica das nuvens.

Devido à diversidade de composição e variação de tamanho (que vai de alguns nanômetros a centenas de micrômetros) como pode ser visto na Tabela 1, a classificação por meio da composição química do aerossol torna-se complicada. Agrupá-los em espécies químicas de acordo com a sua fonte geradora é um modo de classificação. Este procedimento não cobre toda a heterogeneidade dos aerossóis. Dentro de cada tipo pode-se classificar os aerossóis com relação ao seu estado de mistura.

**Tabela 1** – Moda do Aerossol e os intervalos de tamanho (raio) correspondentes.

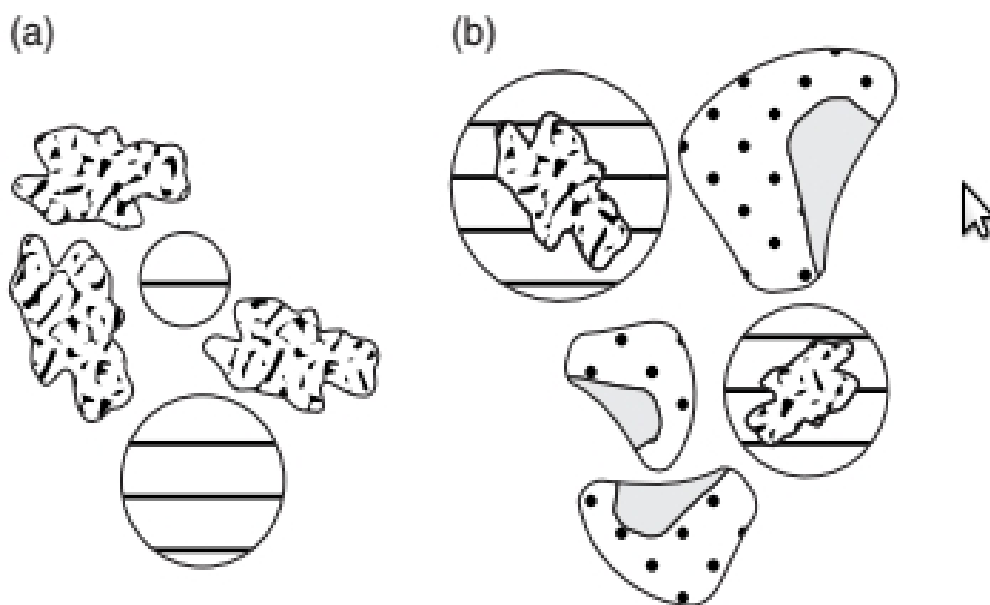
Moda do aerossol	Intervalo de raio
Moda de nucleação	1.5→5nm
Moda Aitken	>5 nm→0.05 $\mu\text{m}$
Moda de acumulação	>0.05→0.5 $\mu\text{m}$
Moda grossa	>0.5→5 $\mu\text{m}$
Partículas gigantes	>5 $\mu\text{m}$

Fonte: [Lohmann, Lüönd e Mahrt 2016, p. 116]

Aerossóis externamente misturados são aqueles que apresentam uma deferenciação clara em suas identidades (Figura 1(a)), mesmo se apresentando em estado de mistura na atmosfera. Nos aerossóis internamente misturados, cada partícula é composta por uma mistura de tipos diferentes de espécies (Figura 1(b)) [Lohmann, Lüönd e Mahrt 2016]. Apesar desta diversidade de composição e de tamanhos, a caracterização dos aerossóis pode ser feita por meio das propriedades físicas. A propriedade física mais comumente usada é o tamanho (ou raio), na

medida em que é possível obter várias outras propriedades a partir deste. Assim, por meio da classificação através da quantificação do número de partículas em função do respectivo raio, são geradas as distribuições de tamanho (ou número), de superfície e de volume.

Partículas em suspensão passam por vários processos físicos e químicos cujas interações e transformações causam mudanças em seu tamanho, estrutura e composição.



**Figura 1** – Representação dos estados de mistura de aerossóis: em (a) aerossóis externamente misturados e em (b) aerossóis internamente misturados. Adaptado [Lohmann, Lüönd e Mahrt 2016, p. 117].

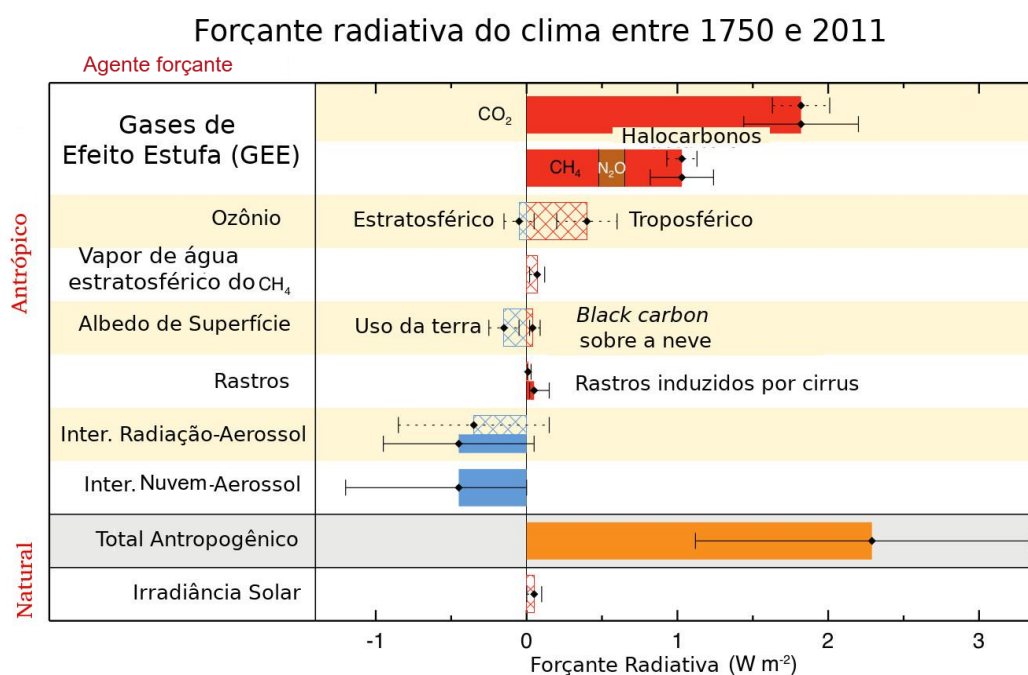
Dos vários processos, pode-se citar: coagulação, reestruturação, transições de fase, absorção gasosa e reações químicas que ocorrem também em nuvens, que são formadas pela coagulação do vapor d'água em partículas pré-existentes, chamadas de núcleo de condensação de nuvens e de gelo (do acrônimo em inglês **C**loud **C**ondensation **N**uclei e **I**ce **N**uclei).

Os ciclos de formação primária e secundária, bem como os processos de remoção e deposição de aerossóis são bem conhecidos [Monks et al. 2009] e os processos de interação com a biosfera também [Fowler et al. 2009]. O desenvolvimento de técnicas para a realização de medidas e os métodos empregados alcançaram também um bom nível de conhecimento [Laj et al. 2009], como mostra o diagrama de barra das forçantes radiativas apresentado na Figura 2.

As interações entre os aerossóis e nuvens ou ACI - (*Aerosol Cloud Interaction*) são, entretanto, fontes de grandes incertezas na avaliação do seu impacto no clima [Stocker et al. 2013]. As interações mencionadas anteriormente, são diversas. Por exemplo: um aumento

na concentração de aerossóis que atuam como CCN's pode aumentar a concentração de gotas da nuvem, o que causa uma redução no tamanho médio das gotas de nuvem, e para o mesmo conteúdo de água líquida, uma nuvem composta de gotas pequenas e numerosas irá refletir mais radiação do que uma nuvem com gotas maiores e em menor número. Assim, um aumento na carga de aerossóis conduz a um aumento na refletância das nuvens, assumindo-se um conteúdo de água líquida constante. Este processo, conhecido como Efeito Twomey ou Primeiro Efeito Indireto de Aerossóis, produz uma forçante negativa (resfriamento).

Por outro lado, a redução dos processos de colisão-coalescência em nuvens com grande quantidade de aerossóis leva a uma diminuição da eficiência de precipitação. Isto é conhecido como Efeito Albrecht ou Segundo Efeito Indireto de Aerossóis [Albrecht 1989]. Com a supressão da precipitação, ou pelo menos seu tempo de permanência estendido, a nuvem alcança maior altitude e atinge maior conteúdo líquido, o que incrementa a sua espessura óptica e reflectância. Um último efeito que pode ser mencionado é o Efeito Semidireto dos Aerossóis, que consiste no efeito causado por partículas que absorvem umidade e inibem a formação de nuvens e seu desenvolvimento vertical.

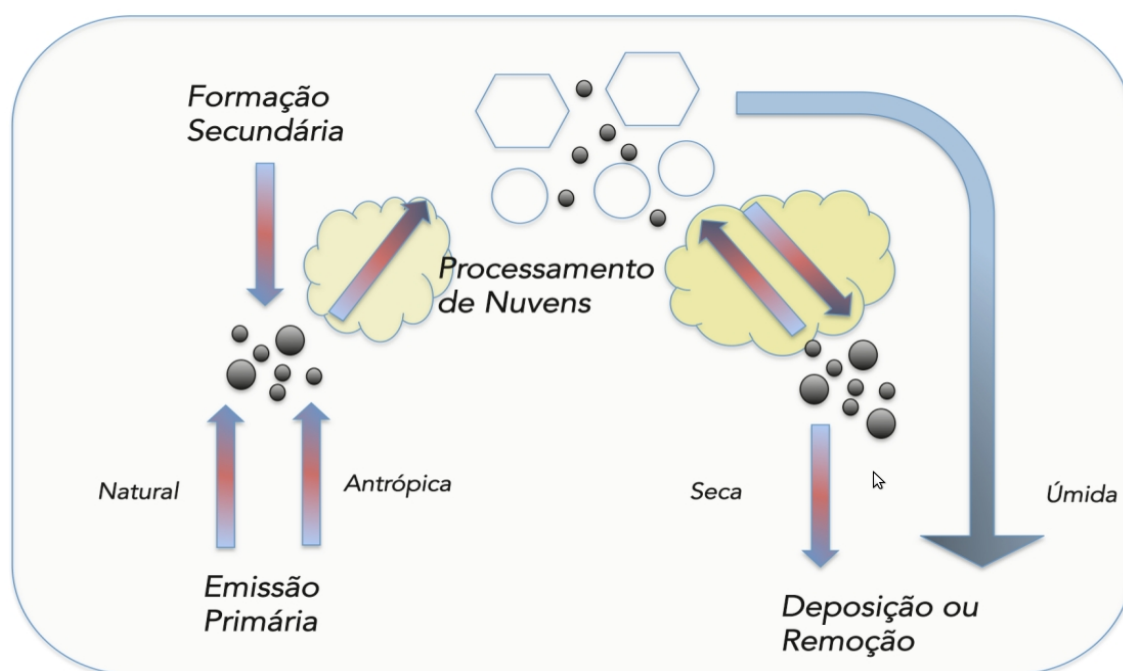


**Figura 2** – Diagrama de barras para as forçantes radiativas (hachurados) e para as forçantes radiativas efetivas (linhas cheias) para o período de 1750 a 2011. Observa-se que as maiores incertezas se acumulam nas interações aerossol-radiação e aerossol-nuvens. Fonte: [Bates et al. 2008]

Há a necessidade de se esclarecer o efeito do aerossol sobre a profundidade óptica e sobre o albedo das nuvens. Nesse sentido, existem estudos que verificaram e analisaram dados *in-situ*

obtidos por instrumentação a bordo de um avião. Observou-se que um aumento da umidade relativa dentro de uma nuvem *cumulus* causa uma elevação do coeficiente de espalhamento uma vez que há indícios de um crescimento higroscópico [Twohy, Jr e Tanhk 2009]. Algo similar foi observado em medidas realizadas com o sistema lidar em São Paulo [Ferrini 2014].

Existem informações de que a espessura óptica de aerossóis e o raio de gotículas de nuvens tem uma relação quantitativa a partir de dados de satélites [Bréon, Tanré e Generoso 2002]. Não há, contudo, uma constatação sobre a posição relativa entre os aerossóis e as nuvens. Apesar da grande quantidade de evidências sobre a influência dos aerossóis nas propriedades radiativas das nuvens líquidas, a quantificação de seu efeito como forçante radiativa tem poucas propostas [Mülmenstädt e Feingold 2018].



**Figura 3** – Emissões primárias, formação secundária e processamento de aerossóis naturais e antrópicos. O objeto de estudo é destacado nos processos em que há interação entre os aerossóis e as nuvens. Adaptado de [Monks et al. 2009].

No caso da técnica lidar (Light Detection and Ranging), o estudo se concentra em pesquisar os aerossóis nas imediações da base das nuvens<sup>1</sup>. Há evidências de um aumento de aproximadamente 20% na espessura óptica a cerca de 100 m das nuvens, sugerindo um processo de umidificação e formação de nuvens [Su et al. 2008].

A partir dos dados do satélite Calipso (*Cloud- Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*), notou-se um aumento no coeficiente de retroespalhamento a 15 km

<sup>1</sup> No caso de sistema aerotransportado ou em satélites no topo das nuvens



em torno das nuvens sobre os oceanos, e este aumento era mais evidente em nuvens mais baixas [Tackett e Girolamo 2009]. Mais recentemente, notou-se de uma maneira mais dinâmica um aumento da profundidade óptica nas vizinhanças de nuvens cumulus contaminadas com poluição urbana [Eck et al. 2014].

No Brasil, a maioria dos estudos das propriedades dos CCN e das nuvens na América do Sul se concentra na Região Amazônica (e, em menor quantidade, sobre a região Nordeste). Esse número reduzido de experimentos de campo, e de medidas em grande parte do Brasil, impõe obstáculos na compreensão dos processos ACI [Ambrizzi e Araujo 2014]. No entanto, em campanhas recentes realizadas pelo projeto CHUVA, novos conhecimentos foram adicionados ao entendimento destes processos [Machado et al. 2014].

No Laboratório de Aplicações Ambientais a Laser, trabalhos voltados à caracterização de nuvens cirrus [Larroza et al. 2013] e estudos para compreender a higroscopicidade de aerossóis urbanos [Ferrini 2014] forneceram os próximos passos na direção de se estudar os processos ACI (Figura 3). Tais passos serão adotados como parte de estudo junto ao Programa de Sensoriamento Remoto com Laser, associados às medidas realizadas por radiometria e às propriedades radiativas de aerossóis, conduzidos por outros grupos de pesquisa atmosféricas.

## 1.1 Objetivos gerais

Atualmente as ACI's são um elemento chave na compreensão do sistema climático e carregam as maiores incertezas na obtenção das forçantes radiativas do clima, como já foi mencionado. Dessa forma, os objetivos gerais desta tese são:

- Estudar a dependência do ACI com a distância vertical relativa entre as nuvens e plumas de aerossóis;
- Determinar a microfísica dos aerossóis, com ênfase nas suas propriedades ópticas e radiativas, em conjunto com outros equipamentos de sensoriamento remoto.

## 1.2 Objetivos específicos

A partir das medidas realizadas com: lidar, piranômetro, fotômetro solar e câmera, em cenários específicos de cobertura de nuvens e, em períodos diurnos e noturnos, pretendemos obter as características do ACI.

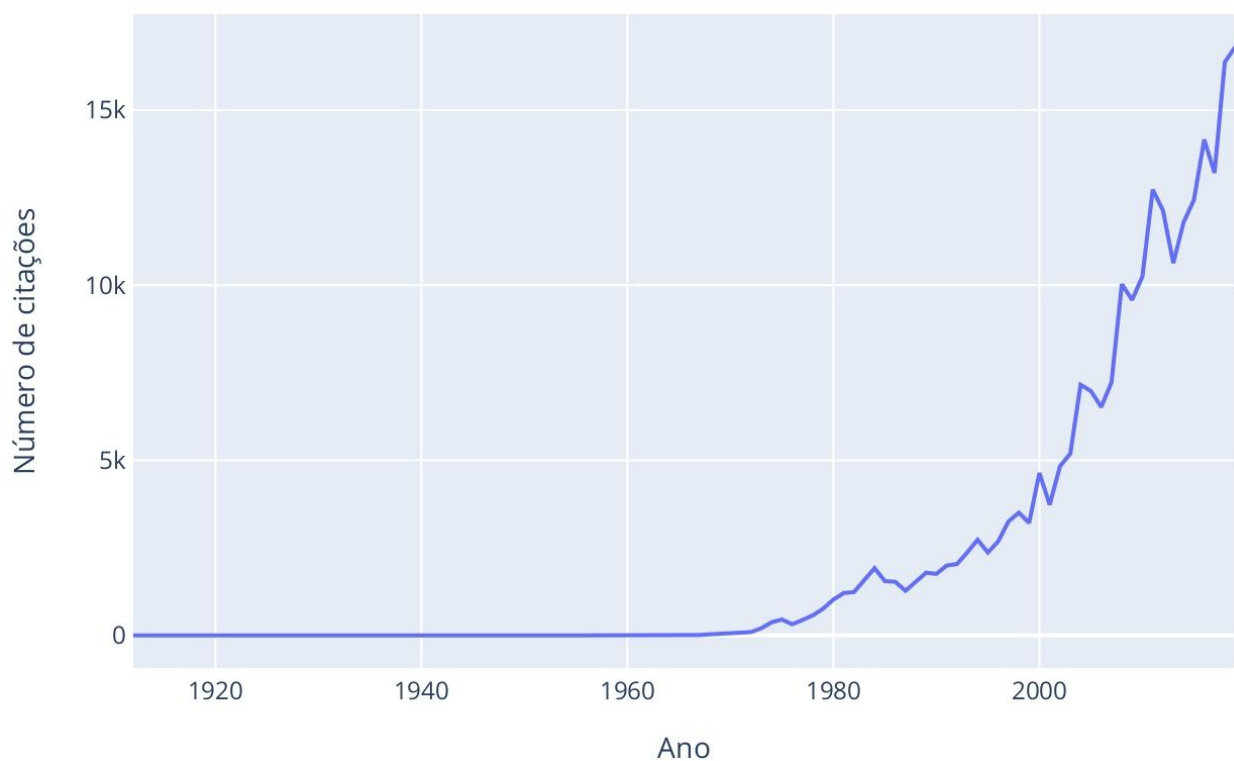
- Estabelecer um protocolo de medidas e realizar medidas com o lidar para estudos do ACI;
- Discriminar os eventos de transporte oriundos de queimada, brisa-marítima, etc., em contraposição àqueles de plumas originadas de precipitação;

### 1.3 Organização

Esta tese é composta por sete capítulos, organizados da seguinte forma: O primeiro capítulo consiste em uma breve introdução ao que foi estudado e apresenta os objetivos propostos. O segundo capítulo contém a descrição sobre sensoriamento remoto. O terceiro capítulo apresenta os fundamentos teóricos. O quarto capítulo descreve os materiais e métodos empregados. No quinto capítulo é apresentada metodologia aplicada ao trabalho. O sexto capítulo trata dos principais resultados e discussão. O sétimo capítulo trata das conclusões finais e as perspectivas futuras.

## 2 SENSORIAMENTO REMOTO

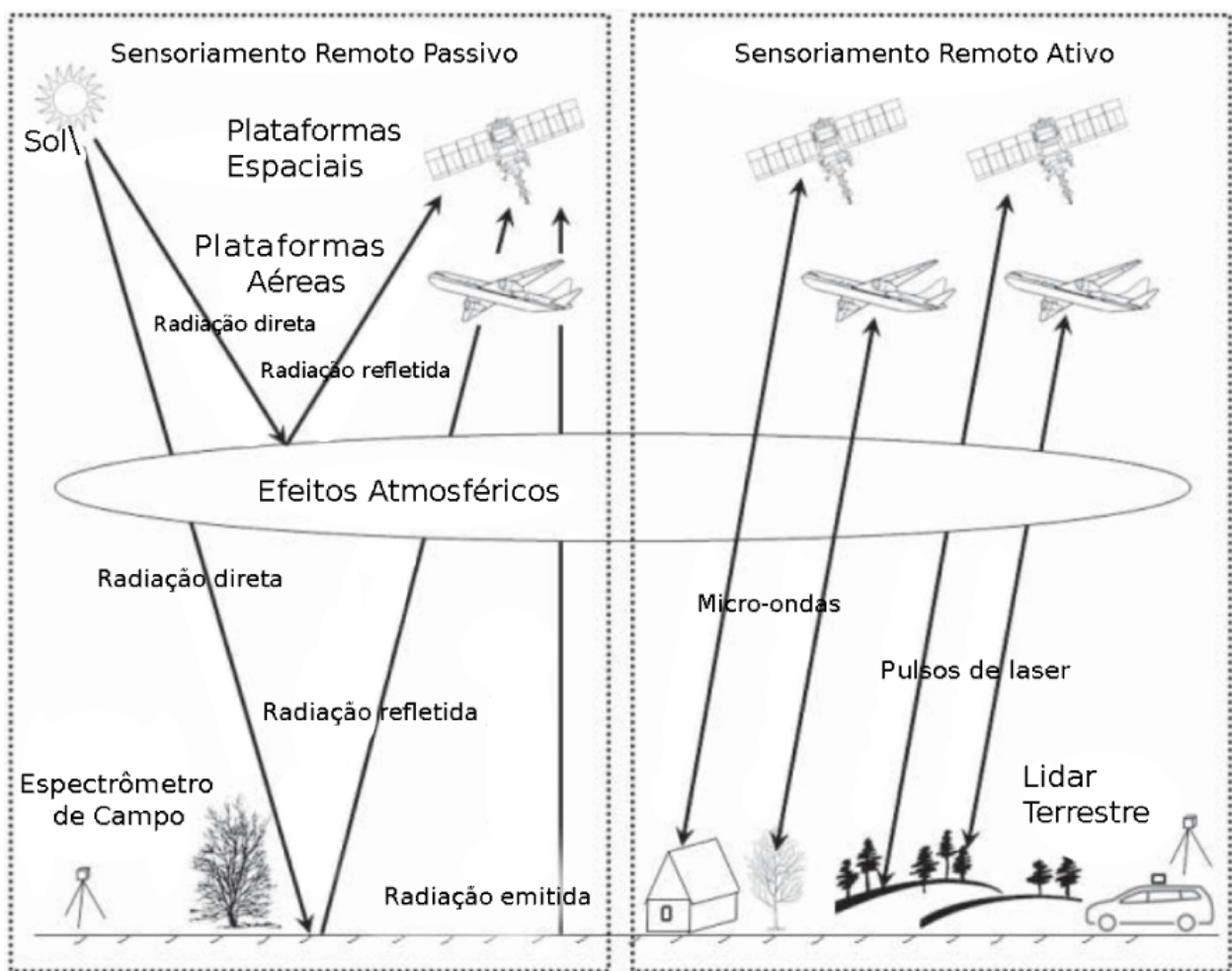
Sensoriamento remoto consiste no grupo de técnicas e procedimentos cujo objetivo é a coleta de dados sem a necessidade de contato físico direto com o objeto de medida. Dessa forma, o sensoriamento remoto engloba uma gama muito grande de técnicas nos mais variados campos de pesquisa. O aumento do interesse nas técnicas de sensoriamento remoto tem crescido consideravelmente, como pode ser visto na Figura 4. Nela podemos ver o resultado anual pelo busca dos unitermos *Remote* e *Sensing* apenas no site do banco de dados de resumos e citações Scopus® entre os anos de 1912 e 2021 em todas as áreas catalogadas. Neste



**Figura 4** – Aumento da quantidade de buscas pelo termo *Remote Sensing* usando apenas a base de dados Scopus® entre 1912 e 2021.

Fonte: adaptado de [Scopus 2020], 2020.

trabalho, nos limitaremos às técnicas de sensoriamento remoto onde a radiação eletromagnética é usada para detectar, gravar e medir as características de um alvo [Dong e Chen 2018]. O sensoriamento remoto é dividido em sensoriamento remoto ativo, quando a fonte de radiação eletromagnética é gerada artificialmente, e sensoriamento remoto passivo (Figura 5), quando a fonte de radiação usada provém de uma fonte natural. Destaque-se a grande vantagem do sensoriamento remoto ativo em obter medidas sem necessitar de iluminação solar e amplamente independente das condições climáticas.



**Figura 5** – Sensoriamento remoto passivo (onde a fonte de radiação eletromagnética é o Sol e a radiação advinda da interação com constituintes atmosféricos) e sensoriamento remoto ativo ( onde a fonte de radiação e recepção estão montadas no mesmo equipamento).

Fonte: adaptado de [Dong e Chen 2018], 2020.

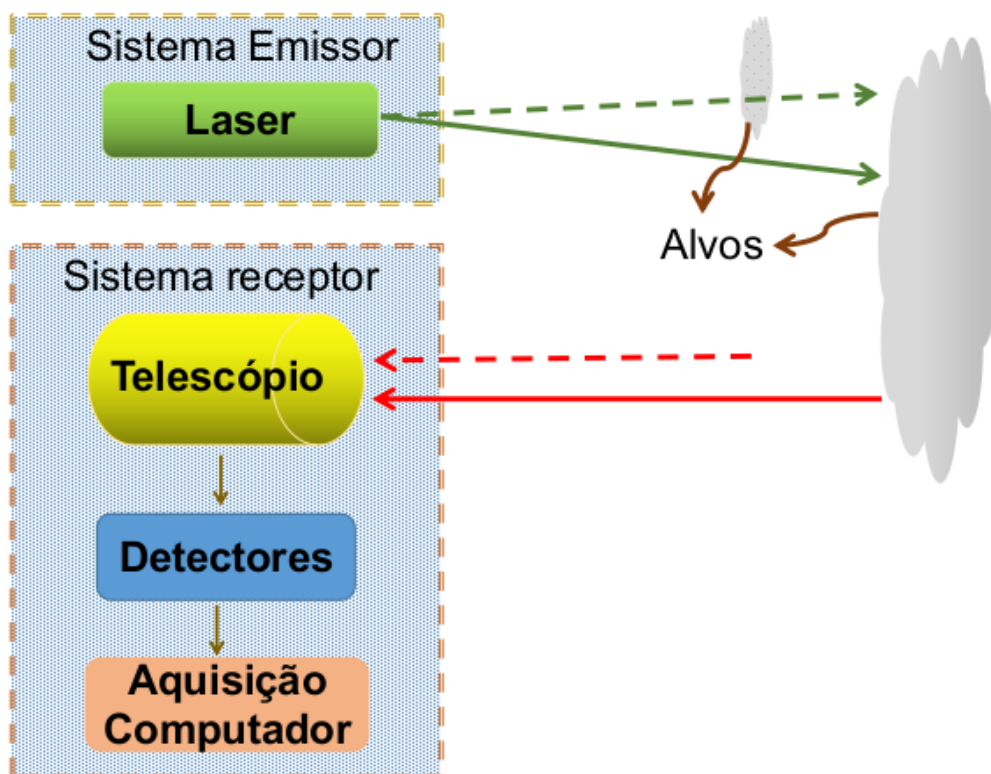
Dentre as técnicas de sensoriamento remoto ativo, a técnica Lidar é uma das mais versáteis atualmente. Ela pode ser aplicada em condições climáticas adversas, possui alta resolução temporal e espacial, sendo utilizada por décadas e constitui equipamento essencial em satélites para medições de gases, nuvens e aerossóis podendo ser operada continuamente fornecendo informações da atmosfera em tempo real. Neste trabalho, foram utilizados equipamentos de sensoriamento remoto ativo e passivo. Descreveremos os equipamentos de sensoriamento remoto utilizados para aquisição de dados nas seções seguintes.

## 2.1 Lidar Elástico

Lidar vem do acrônimo *Light Detection and Ranging* [Middleton e Spilhau 1954] e é uma técnica de sensoriamento remoto ativo que utiliza como fonte de radiação um laser. O princípio físico de funcionamento do lidar consiste na emissão de radiação eletromagnética em comprimentos de onda específicos que, ao incidirem sobre os constituintes atmosféricos, serão espalhados em diversas direções. Apenas uma fração dos fótons incidentes sobre as partículas (os fótons retroespalhados ao longo do caminho) serão captados e registrados em função da altura de interação.

Esta técnica teve seus primeiros resultados já na década de 60 [Fiocco e Grams 1964], com a identificação de camadas de aerossóis, no entanto, àquela época, ainda não era possível inferir qual era o provável tipo de aerossol.

O sistema lidar é constituído basicamente de três componentes em dois sistemas distintos como pode ser visto na Figura 6.



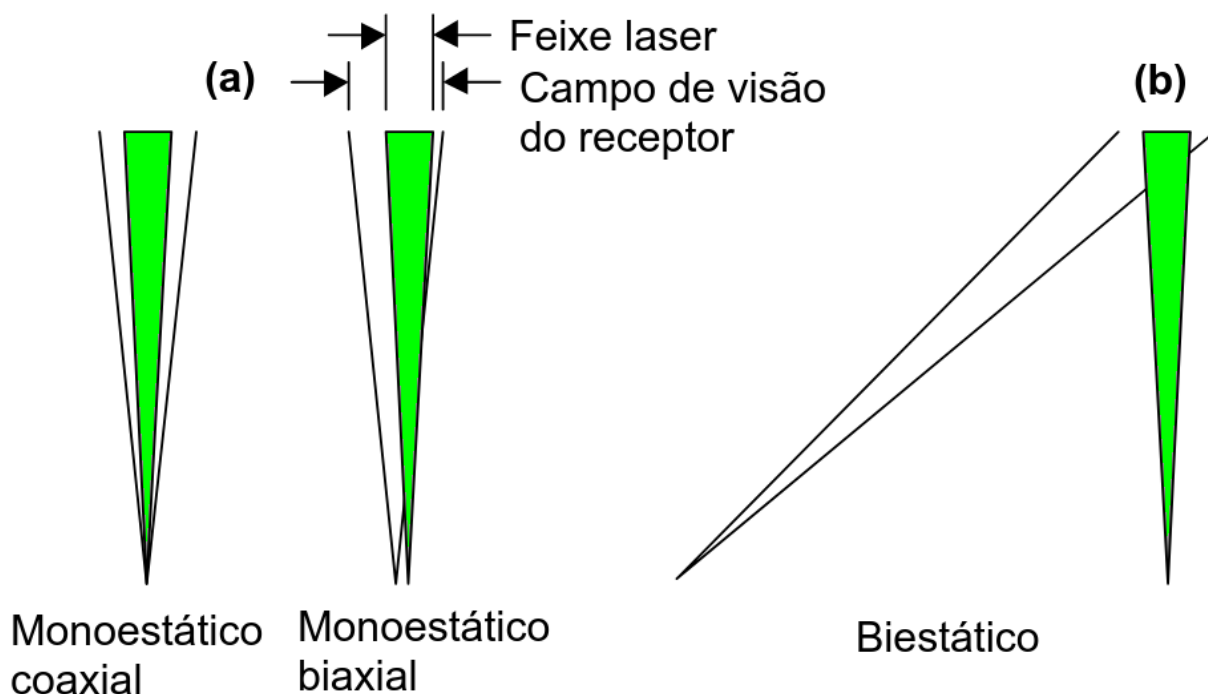
**Figura 6** – Representação esquemática de um sistema lidar básico. Sistema emissor constituído de uma laser e sistema receptor composto por telescópio, detectores mais módulo de aquisição, tratamento e gravação dos dados.

Fonte: adaptado de [Fumian et al. 2020], 2020.

Os sistemas de emissão e recepção/aquisição são constituídos por:

- Transmissor: este componente gera os pulsos de radiação que são enviados à atmosfera. Normalmente é constituído por um conjunto óptico e um laser que emite pulsos intensos de radiação.
- Fotorreceptor: os fótons retroespalhados são coletados por um telescópio e por meio de fotomultiplicadoras ocorre a conversão dos fótons em pulsos elétricos.
- Detector: é composto por um computador e um sistema de gravação que digitaliza o sinal elétrico recebido como função do tempo e também controla outras funções do sistema de aquisição.

A disposição entre o emissor e o telescópio caracteriza dois tipos de configurações de um sistema lidar, quais sejam: configuração monoestática, que pode ser biaxial e coaxial, e a configuração biestática. Na configuração monoestática, o transmissor e o receptor estão próximos, alinhados e em contato numa mesma direção Figura (7(a)), enquanto na configuração biestática (Figura 7(b)), o emissor e o receptor estão separados por uma determinada distância. A escolha da configuração geométrica entre o receptor e emissor determina o quanto do sinal restroespalhado será captado pelo detector.



**Figura 7** – Configuração sistema lidar monoestático (a) e biestático (b).

Fonte: adaptado de [Curry e Pyle 2003], 2021.

## 3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

### 3.1 Espalhamento e Absorção da Luz

Grande parte da radiação que chega aos sensores dos equipamentos de sensoriamento remoto é proveniente de processos de espalhamento da radiação [Liou 2002, p. 6]. O processo de espalhamento é responsável pela "retirada" de uma quantidade da radiação incidente nos constituintes da atmosfera, desviando-a para direções diferentes da direção original. Da mesma forma, o processo de absorção da radiação por moléculas de gás e partículas de aerossol e gelo também diminui a quantidade de radiação incidente nos sensores dos equipamentos de medida. Ambos os processos, espalhamento e absorção, chamados de extinção, contribuem para a diminuição da quantidade de radiação captada pelos sensores dos equipamentos. Em se tratando de moléculas, os maiores absorvedores de radiação solar e terrestre são as moléculas  $O_2$ ,  $O_3$ ,  $H_2O$  e  $CO_2$ , e não as moléculas de nitrogênio e de oxigênio [Seinfeld e Pandis 1998, p. 29].

### 3.2 Equação Lidar

A equação lidar que modela os sinais provenientes do retroespalhamento elástico da radiação, tanto para moléculas do ar quanto para partículas de aerossóis, pode ser escrita como [Weitkamp 2005, p. 109]:

$$P(\lambda, z) = \frac{E_0 \eta_L}{z^2} O(z) \beta(z) \exp \left[ -2 \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \right], \quad (2)$$

onde:

- $P(\lambda, z)$  é o sinal devido ao espalhamento da radiação a um comprimento de onda  $\lambda$  por moléculas e por partículas a uma distância  $z$  acima do nível do solo;
- $E_0$  é a energia transmitida para a atmosfera pelo pulso laser;
- $\eta_L$  é um coeficiente que está relacionado com os parâmetros do equipamento ligados à eficiência das partes ótica e de detecção;
- $O(z)$  descreve a sobreposição (*overlap*) entre o feixe laser de saída e o campo de visão do telescópio, variando entre zero e um;
- $\beta(z)$  (em  $km^{-1}sr^{-1}$ ) e  $\alpha(z)$  (em  $km^{-1}$ ) são, respectivamente, o coeficiente de retroespalhamento e coeficiente de extinção.

As contribuições para os processos de extinção e retroespalhamento devido a aerossóis (*aer*) e moléculas (*mol*) [Weitkamp 2005, p. 109] podem ser separados e destacados:

$$\text{Retroespalhamento} \rightarrow \beta(z) = \beta_{aer}(z) + \beta_{mol}(z), \quad (3)$$

$$\text{Extinção} \rightarrow \alpha(z) = \alpha_{aer}(z) + \alpha_{mol}(z). \quad (4)$$

Substituindo as Equações (3) e (4) na Equação (2) e reescrevendo-a, tem-se:

$$S(z) = E_0 \eta_L [\beta_{aer}(z) + \beta_{mol}(z)] \exp \left[ -2 \int_0^z [\alpha_{aer}(z') + \alpha_{mol}(z')] dz' \right], \quad (5)$$

onde  $S(z) = z^2 P(z)$  é o sinal corrigido pelo quadrado da distância (*Range-Corrected lidar Signal* - RCS). Assume-se também que o *overlap* é completo, ou seja,  $[O(z) \equiv 1]$  [Weitkamp 2005, p. 110].

As propriedades do espalhamento molecular,  $\beta_{mol}(z)$  e  $\alpha_{mol}(z)$  podem ser determinadas a partir do melhor dado meteorológico disponível de temperatura e pressão, ou por dados atmosféricos padrão, como por exemplo, dados de radiossondagem que fornecem informações sobre pressão, temperatura, umidade, razão de mistura em função da altitude.

A razão lidar (RL) para moléculas é definida como a razão entre o coeficiente de extinção ( $\alpha(z)$ ) e o coeficiente de retroespalhamento ( $\beta(z)$ ),

$$RL_{mol}(z) = \frac{\alpha_{mol}(z)}{\beta_{mol}(z)} = \frac{8\pi}{3} sr, \quad (6)$$

dessa forma, é possível definir uma RL para aerossóis:

$$RL_{aer}(z) = \frac{\alpha_{aer}(z)}{\beta_{aer}(z)}. \quad (7)$$

A RL para partículas de aerossóis será mais complexa do que a RL para moléculas. A RL para partículas dependerá de fatores como: distância de interação da partícula com o feixe, distribuição de tamanho, forma, e composição química das partículas. A Equação (5) pode ser reescrita usando o termo [Weitkamp 2005, p. 110]:

$$Y(z) = RL_{aer}(z) [\beta_{aer}(z) + \beta_{mol}(z)]. \quad (8)$$

Escrito desta forma, a informação primária nos retornos do lidar elástico é o ( $\beta(z)$ ) que, sob condições troposféricas típicas, pode ser derivado com boa precisão do sinal elástico retroespalhado.

Substituindo  $\alpha_{mol}(z)$  e  $\beta_{mol}(z)$  na Equação (5) juntamente com as relações 6 e 7 e, inserindo o termo  $Y(R)$  da Equação (8), obtêm-se:

$$S(z) L_{aer}(z) \exp \left\{ -2 \int_0^z [RL_{aer}(z) - RL_{mol}] \beta_{mol}(z') dz' \right\}, \quad (9)$$

$$= E_0 \eta_L Y(z) \exp \left[ -2 \int_0^z Y(z') dz' \right]. \quad (10)$$



Tomando o logaritmo de ambos os lados de Equação (10) e diferenciando com relação à  $R$  tem-se [Weitkamp 2005, p. 110]:

$$\frac{d \ln \left( S(z) RL_{aer}(z) \exp \left\{ -2 \int_0^z [RL_{aer}(z) - RL_{mol}] \beta_{mol}(z') dz' \right\} \right)}{dz} = \frac{1}{Y(z)} \frac{dY(z)}{dz} - 2Y(z). \quad (11)$$

A Equação (11) é uma equação de Bernoulli, que é resolvida para a condição de contorno  $Y(z_0) = RL_{aer}(z_0)[\beta_{aer}(z_0) + \beta_{mol}(z_0)]$ . Obtêm-se [Sasano, Browell e Ismail 1985]:

$$\beta_{aer}(z) + \beta_{mol}(z) = \quad (12)$$

$$= \frac{S(z) \exp \left\{ -2 \int_{z_0}^z [RL_{aer}(z) - RL_{mol}] \beta_{mol}(z') dz' \right\}}{\frac{S(z_0)}{\beta_{aer}(z_0) + \beta_{mol}(z_0)} - 2 \int_{z_0}^z L_{aer}(z) S(z) T(z, z_0) dz}, \quad \text{onde} \quad (13)$$

$$(14)$$

$$T(z, z_0) = \exp \left\{ -2 \int_{z_0}^z [RL_{aer}(z') - RL_{mol}] \beta_{mol}(z') dz' \right\} \quad (15)$$

O perfil do coeficiente de extinção da partícula pode ser estimado da solução para  $\beta_{aer}(z)$  usando a Equação (7). A Equação (12) pode, em princípio, ser integrada partindo de uma distância de referência  $z_0$ .

O coeficiente de retroespalhamento pode ser usado para descrever como as propriedades ópticas de um meio espalhador variam com o comprimento da radiação incidente. A grandeza chamada razão de retroespalhamento (RR) está diretamente relacionada ao tamanho da partícula, isto é, valores altos de RR indicam partículas de tamanho maiores. Ela é obtida por meio da razão entre  $\beta$ 's em dois comprimentos de ondas diferentes, de maneira que as contribuições dominantes dos aerossóis, ao longo do perfil, poderão ser evidenciadas.

A RR para aerossóis será usada como a razão entre os sinais retroespalhados atenuados a 1064 nm e 532 nm e a 1064 nm e 355 nm, respectivamente. O comprimento de onda 355 nm é mais sensível à detecção de componentes menores na atmosfera, sendo mais adequado para uso na detecção de partículas menores na atmosfera quando comparado com o comprimento de onda 1064 nm. Para os comprimentos de onda elásticos retroespalhados a 1064 nm e 532 nm têm-se a RR dada por [Bi et al. 2009]:

$$RR = \frac{\beta_{1.064}}{\beta_{532}} = \frac{\int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma_{esp,1064}(D) P_{11,1.064}(\theta_s = 180^\circ, D) n(D) dD}{\int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma_{esp,532}(D) P_{11,532}(\theta_s = 180^\circ, D) n(D) dD}, \quad (16)$$

onde  $D$  é o diâmetro característico do aerossol,  $\sigma_{esp,\lambda}$  é a seção transversal de espalhamento no comprimento de onda  $\lambda$ ,  $n(D)$  é a densidade numérica de partículas e  $P_{11}$  é a função de fase normalizada. Este parâmetro tem seu uso em algoritmos de classificação como uma das quantidades necessárias para a discriminação entre aerossóis e partículas de nuvens [Liu et al. 2004].

As propriedades ópticas obtidas poderão ser utilizadas para a determinação do expoente de Ångström (EA) [Angström 1929] relacionado ao retroespalhamento:

$$EA_{\beta,\lambda_1,\lambda_2} = -\frac{\ln(\beta_{\lambda_1}/\beta_{\lambda_2})}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)}, \quad (17)$$

em analogia com o EA relacionado à profundidade ótica dos aerossóis:

$$EA_{\lambda_1,\lambda_2} = -\frac{\ln(AOD(\lambda_1)/AOD(\lambda_2))}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)}. \quad (18)$$

O EA é um parâmetro indicativo do tamanho majoritário das partículas de aerossóis. Sendo que EA com valores próximos a zero estão relacionados a partículas grandes, enquanto EA com valores grandes representam partículas menores, com maior dependência espectral. De acordo com [Yamasoe e Corrêa 2016], o EA para grande parte dos aerossóis atmosféricos situa-se entre 1 e 2.

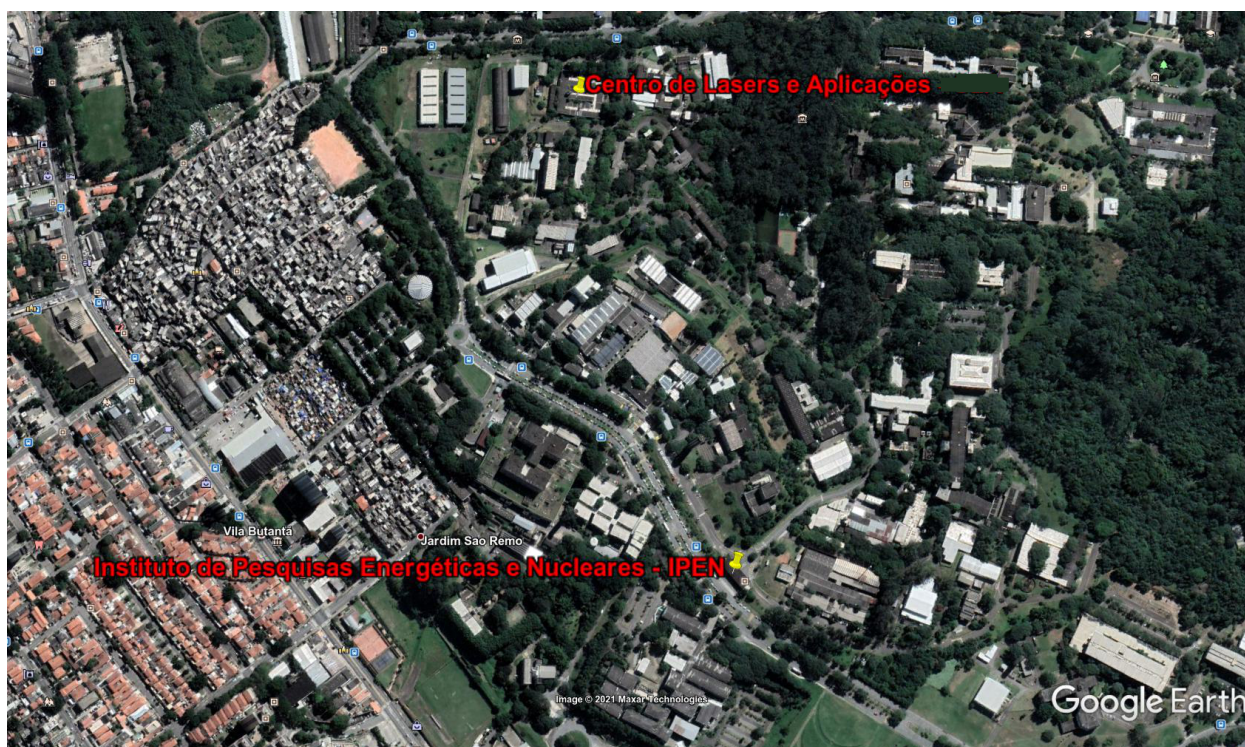
## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 Local de Estudo

As medidas realizadas neste trabalho foram conduzidas na Região Metropolitana de São Paulo, ao longo dos anos de 2016 a 2019, cobrindo todas as estações climáticas.

### 4.2 Região Metropolitana de São Paulo

A execução das medidas ocorreu no Laboratório de Aplicações Ambientais a Lasers (LAAL) situado nas dependências do Centro de Lasers e Aplicações (Celap) do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (Ipen) [Landulfo et al. 2003, Landulfo et al. 2005], onde opera o sistema MSP-Lidar I (Figura 8). A cidade de São Paulo está entre as cinco



**Figura 8** – Centro de Lasers e Aplicações (Celap) localizado no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (Ipen).

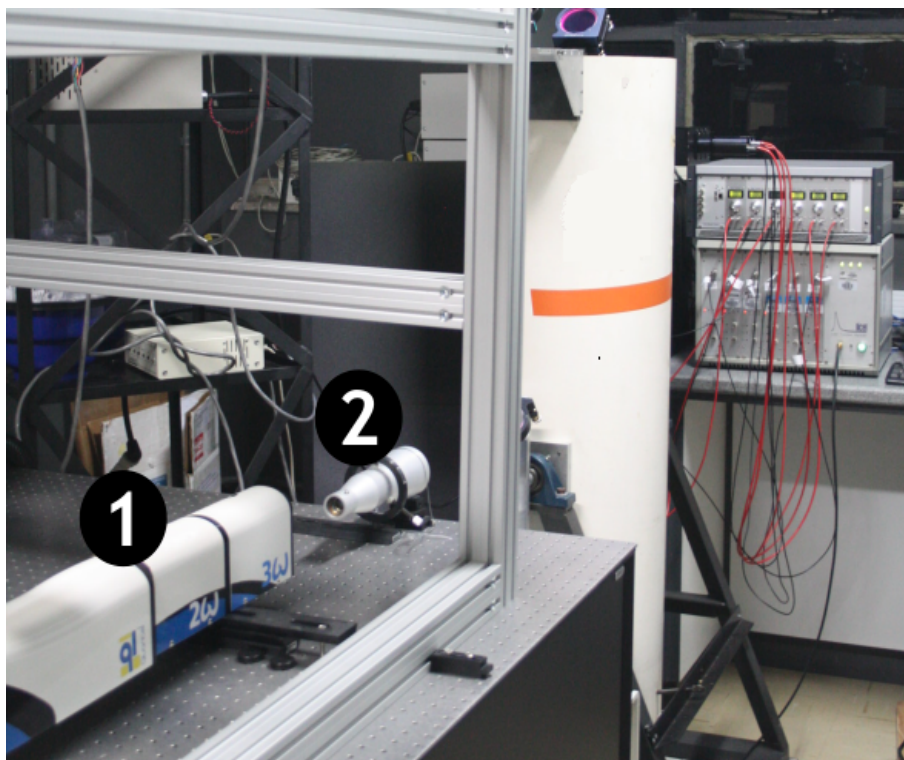
Fonte: Google Earth Pro 7.3.3.7786 (27 de junho de 2021). São Paulo, Brasil  $23^{\circ}33'58.85''$ S de latitude e  $46^{\circ}44'16.95''$ O de longitude, altitude do ponto de visão 2,22 km.

maiores cidades do mundo, com uma extensão territorial de, aproximadamente,  $1.521 \text{ km}^2$  e uma população estimada de um pouco mais de 12 milhões de habitantes segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) [IBGE 2021]. Ainda segundo o IBGE, a frota estimada de veículos é de, aproximadamente, 8 milhões, sendo que mais 67% deste total

é constituído apenas por automóveis [IBGE 2021]. O Relatório de Qualidade do Ar de 2019 produzido e divulgado pela Companhia Ambiental do Estado de São Paulo (Cetesb), aponta que os problemas de qualidade do ar da Região Metropolitana de São Paulo ocorrem, principalmente, por causa de poluentes emitidos por veículos e indústrias. Agregada a esta emissão de material particulado constante, está a localização geográfica da cidade, situada em um platô a 800 m acima do nível do mar, cercada por montanhas. As estações do ano são bem definidas, com um verão com precipitações frequentes e muitas frentes frias, gerando instabilidades meteorológicas, favorecendo a dispersão de poluentes. No inverno, ao contrário, observa-se um acúmulo de poluentes e episódios de inversão térmica em baixos níveis [CETESB 2020].

### 4.3 Sistema de Retroespalhamento Lidar

O MSP-Lidar I é um sistema de modo coaxial que opera com três comprimentos de onda elásticos, 1064, 532 e 355 nm, além dos canais de detecção Raman, nos seguintes comprimentos de onda: 530, 387 e 408 nm. O laser é apontado verticalmente para o céu



**Figura 9** – Módulo transmissor do sistema MSP-Lidar I composto por um laser ❶, um expensor de feixes ❷.

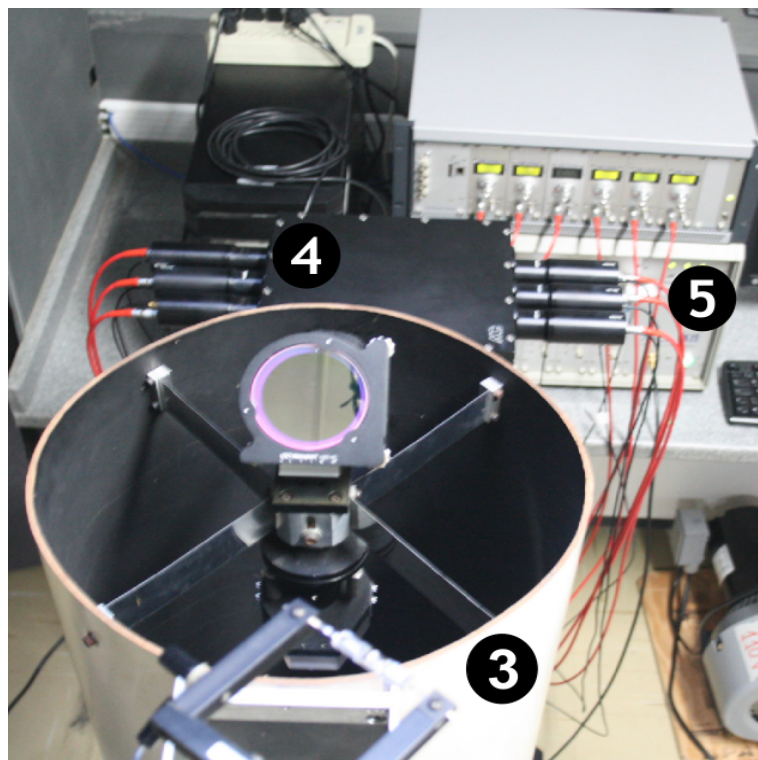
Fonte: Fábio J. S. Lopes [Lopes 2011].

formando um ângulo de 90° com a superfície do solo. Como mencionado na Seção 2, trata-se



de um sistema de sensoriamento remoto ativo que possui um sistema de transmissão formado por um laser e um sistema de aquisição, composto por um telescópio e equipamentos de aquisição de sinal.

O laser de Nd:YAG, mostrado na Figura 9 (em sua configuração original), ❶, fornece um comprimento de onda fundamental de 1064 nm, e por meio de um gerador de segundo e terceiro harmônicos, os comprimentos de onda 532 nm e 355 nm respectivamente, funcionando a uma taxa de repetição de 10 Hz. A energia nominal por pulso do laser é de 850, 400 e 230 mJ em 1064, 532 e 355 nm, respectivamente. O feixe laser com os três comprimentos de onda possui um diâmetro médio de 0,8 cm é direcionado diretamente sobre um expander de feixe ❷, que aumentará o diâmetro do feixe em torno de 3 a 4 vezes, diminuindo assim, a sua divergência na atmosfera.



**Figura 10** – Módulo receptor do sistema MSP-Lidar I, composto por um Telescópio Newtoniano ❸, uma caixa de detecção de sinal com uma fotomultiplicadoras e filtros espectrais ❹ e um registrador transiente, para conversão do sinal elétrico em analógico ❺.

Fonte: Fábio J. S. Lopes [Lopes 2011].

O sistema receptor, mostrado na Figura 10, é composto por um telescópio Newtoniano de 30 cm de diâmetro com 1 a 2 mrad de campo de visão, ❸. Na caixa de detecção de sinal, ❹, são utilizados filtros espectrais de interferência com 1 nm de largura a meia altura - FWHM (*Full Width at Half Maximum*) para garantir a detecção dos comprimentos de ondas elásticos

e Raman. Os sinais captados pelas fotomultiplicadoras são digitalizados por um registrador transiente LR 20-80/160-LICEL, ⑤. Na Tabela 2, estão indicados os comprimentos de onda elásticos emitidos pelo laser e os comprimentos de onda inelásticos captados pelo módulo receptor do lidar. Os comprimentos de onda inelásticos captados pelo sistema receptor, estão relacionados às moléculas de nitrogênio e vapor d'água presentes no trajeto do laser.

O sistema MSP-Lidar I é capaz de fornecer informações de propriedades ópticas da atmosfera como os coeficientes de retroespalhamento ( $\beta_{aer}(R)$ ) e extinção de aerossóis ( $\alpha_{aer}(R)$ ), bem como a Razão Lidar ( $RL_{aer} = \alpha_{aer}(R)/\beta_{aer}(R)$ ). Contudo, a obtenção desses parâmetros, para o caso do espalhamento elástico, é necessário que sejam realizadas medidas em sinergia com um fotômetro ou um espectroradiômetro solar que forneça os valores de profundidade óptica dos aerossóis na atmosfera em concordância com o protocolo de medidas praticados na rede sul americana de lidars (LALINET).

**Tabela 2** – Sistema MSP-LIDAR I

$\lambda$ (nm)	Elástico	Inelástico (Raman) - molécula
355	✓	
387	-	✓ $N_2$
408	-	✓ $H_2O$
532	✓	-
607	-	✓ $N_2$
660	-	✓ $H_2O$
1064	✓	

Comprimentos de onda emitidos pelo laser (elásticos) e comprimentos de onda detectados (elásticos e inelásticos) juntamente com a relação das moléculas detectadas relacionadas aos seus respectivos comprimentos de onda.

Fonte: próprio autor, 2020.

#### 4.4 Fotômetro solar CIMEL CE318

A fotometria solar é uma técnica de sensoriamento remoto bastante comum e que pode ser usada para caracterizar aerossóis a partir do solo.

O fotômetro solar CIMEL CE138 é um fotômetro solar bastante utilizado para medir a radiação solar direta e indireta, em vários comprimento de onda. Ele é composto por uma cabeça óptica com dois colimadores, um braço robótico que rastreia a posição do Sol e um módulo eletrônico [cimel 2021]. O módulo eletrônico pode ser programado e o equipamento

trabalha automaticamente, seguindo um protocolo preestabelecido. O sistema também possui um painel solar, baterias, sistema para transmissão de dados e sensores de umidade.

A cabeça óptica contém os sensores e a óptica para a realização das medidas. O fotômetro solar tem um campo de visão de aproximadamente  $1.2^\circ$  e dois detectores usados para medir a radiação direta do Sol e a radiação difusa da região da auréola solar e do céu [Holben et al. 1998]. O instrumento possui ainda colimadores de 33 centímetros de comprimento que rejeitam a luz difusa refletida em suas paredes. O colimador do Sol e auréola solar são protegidos por uma janela de quartzo e possuem um detector UV enriquecido com silício, que permite observações da janela espectral entre 300 e 1020 nm. Todos os sensores



**Figura 11** – Fotômetro solar da rede AERONET (acrônimo para, *Aerosol Robotic Network*) e seus componentes. A Figura é adaptada da foto original obtida no site da própria AERONET, Fotômetro.

localizados na cabeça do equipamento são vedados contra umidade prevenindo contra danos nos componentes eletrônicos e filtros de interferência. O fotômetro solar possui até oito canais de medidas, utilizando filtros de interferência centrados nos comprimentos de onda: 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 e 1020 nm. Além desses canais de detecção, atualmente, alguns sistema mais novos possuem o canal de 1640 nm para medidas de aerossóis. Estes comprimentos de onda são escolhidos de acordo com as recomendações da WMO (*World Meteorological Organization*) e estão relacionados às janelas ópticas atmosféricas e seus

componentes moleculares mais abundantes [Holben et al. 1998]. O canal 940 nm é usado para obtenção do conteúdo de água precipitável, os outros canais são usados para a caracterização microfísica e óptica dos aerossóis atmosféricos. É um equipamento compacto que pode ser operado tanto manualmente quanto remotamente, enviando os dados para uma base remota. O sistema ainda possui uma antena que envia os dados medidos para satélites (ver Figura

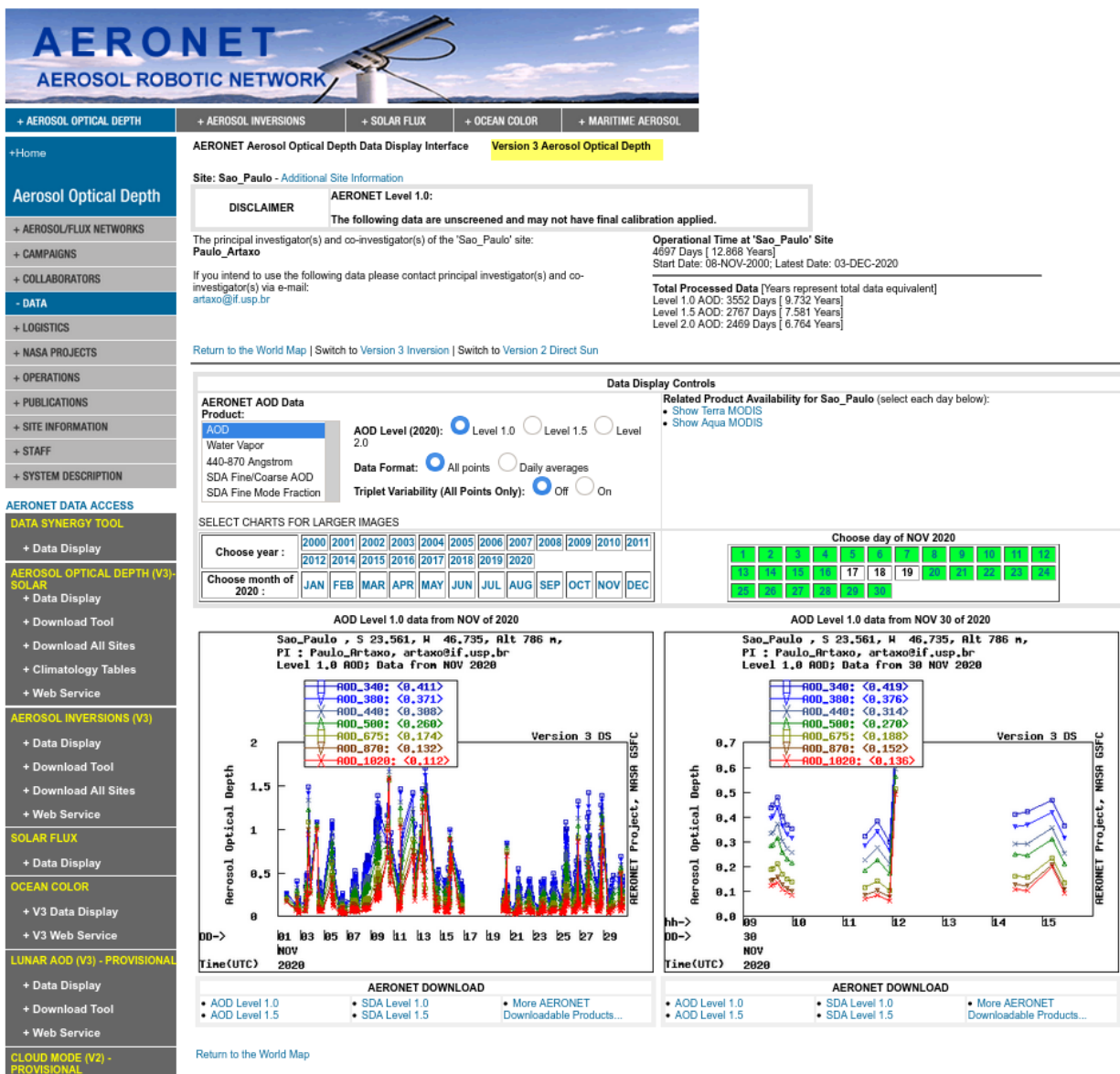


Figura 12 – Base de dados do fotômetro solar da rede Aeronet, sítio de São Paulo.

Fonte: adaptado de <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>, 2020.

11) que, por conseguinte, enviam as informações para uma estação central, conectada à base de dados da Aeronet, localizada no GSFC - *Goddard Space Flight Center* da Nasa - *National Aeronautics and Space Administration* [Holben et al. 1998].



A largura de banda desses filtros varia de 2,5 nm, para os comprimentos de onda de 340 e 380 nm, e 10 nm para os demais canais. A Figura 11 apresenta a fotografia de um fotômetro solar utilizado na rede Aeronet e seus componentes.

Essa rede de fotômetros solares forma um sistema de base terrestre para sensoriamento passivo de aerossóis na atmosfera oferecendo um padrão de monitoramento e análises em escala que varia da regional à global.

O fotômetro solar fornece diversas informações das propriedades ópticas dos aerossóis presentes na atmosfera [Holben et al. 1998, Yamasoe et al. 1998, Dubovik et al. 2000, Dubovik e King 2000] e, neste trabalho, serão utilizadas informações tais como a profundidade óptica dos aerossóis (AOD), o expoente de Ångström e distribuição de tamanho dos aerossóis, obtidas por meio de medidas diretas da radiação solar. Os dados do fotômetro estão disponibilizados para o público na plataforma *web* [AERONET 2021], como mostra a Figura 12.

A Aeronet é uma grande rede de fotômetros solares distribuídos mundialmente, tem como instrumento base fotômetros solares CIMEL CE318. O programa tem como objetivo obter propriedades ópticas, microfísicas e radiativas de aerossóis atmosféricos continuamente, facilmente acessíveis ao público e em sinergia com outros bancos de dados ([AERONET 2020]). A Aeronet disponibiliza os dados processados em três níveis diferentes dependendo da cobertura das nuvens dos dados: o nível 1.0 (sem remoção das nuvens), nível 1.5 (com remoção das nuvens) e o nível 2.0 (com remoção das nuvens e qualidade assegurada).

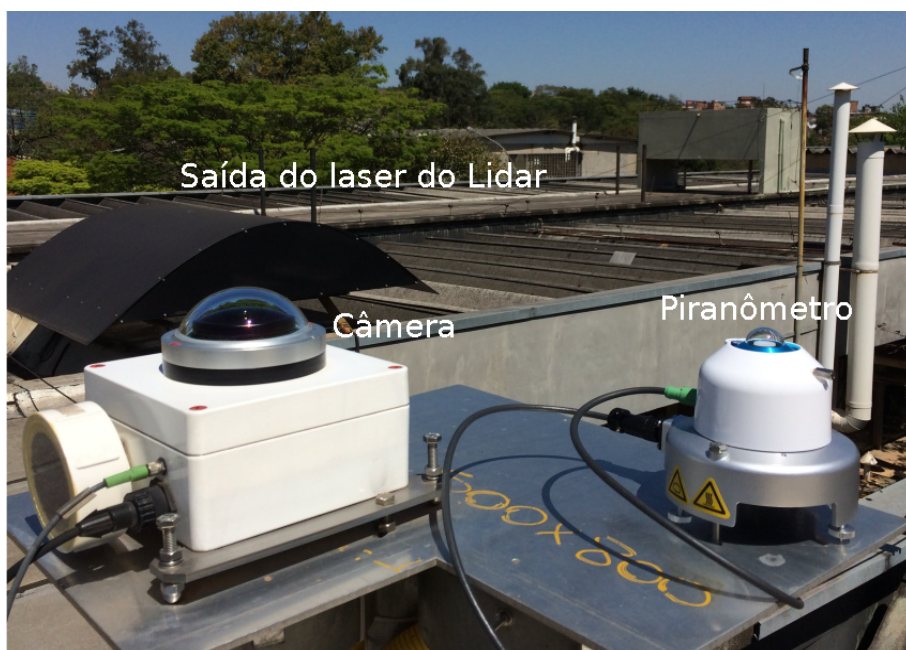
Neste trabalho, usaremos dados dos níveis 1.5 e do nível 2.0.

#### 4.5 Piranômetro MS-80

O piranômetro é um instrumento de sensoriamento remoto passivo que mede a radiação solar global incidente na superfície da Terra. O piranômetro MS-80 do fabricante Eko Instruments está instalado no teto do Celap, ao lado da câmera e a poucos metros da saída do feixe laser e do Lidar. O piranômetro MS-80 pode operar em um intervalo de comprimento de onda de 285 a 3000 nm, com uma sensibilidade de 7 a 14  $\mu V/Wm^2$  e com uma dependência com a temperatura menor que 1% para a temperatura entre  $-20^{\circ}C$  e  $50^{\circ}C$ . Este equipamento opera em um intervalo de temperatura de  $-40^{\circ}C$  e  $80^{\circ}C$  com irradiância máxima de 4000  $W/m^2$ . A Figura 13 mostra a instalação do piranômetro e da câmera *all-sky* para estudos de radiação solar e nuvens.

#### 4.6 Sistema de modelagem de dispersão e transporte atmosférico - HYSPLIT

O modelo *Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory* - HYSPLIT, é um dos mais usados para a realização de cálculos envolvendo trajetórias e dispersão de elementos em



**Figura 13** – Câmera all-sky (esquerda) e Piranômetro MS-80 (direita) instalados no Celap para medidas de radiação solar global e cobertura de nuvens.

Fonte: próprio autor, 2020.

suspensão na atmosfera [Stein et al. 2015, Rolph 2016]. Seu desenvolvimento contínuo por mais de 30 anos permitiu o seu uso tanto na obtenção de trajetórias de massas de ar, quanto no transporte de complexos, transformações químicas, dispersão e simulações de deposição. O método de cálculo do modelo atual usa uma abordagem mista entre a Lagrangiana, na qual uma grade de referência móvel é usada para os cálculos de difusão e advecção de acordo com o movimento das parcelas de ar ou trajetórias e, a abordagem Euleriana, onde uma grade tridimensional fixa é usada como referência no cálculo das concentrações de poluentes.

Atualmente, o modelo pode ser executado diretamente em computadores, independentemente do tipo de sistema operacional, e remotamente, acessando a rede mundial de computadores por meio da *Air Resources Laboratory-ARL* [ARL 2021]. Neste trabalho, foi utilizada a versão instalada no computador para obter as retrotrajetórias de possíveis massas de ar presentes no sítio de medição e, assim, identificando outras prováveis fontes de aerossóis além das fontes locais. A determinação das trajetórias das massas de ar para frente (*forward*) ou para trás (*backward*) utiliza um conjunto de dados meteorológicos de escala global disponíveis em arquivos do tipo *Global Data Assimilation System-GDAS1* [NOAA 2018-11-05].

## 4.7 Câmera de Céu Inteiro all-sky

A câmera modelo VIS-J1006 da CMS Ing. do tipo *Total Sky Camera* faz aquisição de imagens do céu durante o período diurno. O equipamento é constituído por uma "caixa" à prova d'água, contendo uma câmera digital equipada com uma "lente olho de peixe", que proporciona um campo de visão de até  $180^{\circ}$ . O controle e aquisição dos dados são feitos remotamente por um computador.



**Figura 14** – Exemplo de imagem registrada pela câmera, destacada a região que será considerada para análise (interna ao círculo vermelho).

Fonte: próprio autor, 2020.

A câmera é programada para aquisição de imagens coloridas em um intervalo de cinco minutos, e com resolução escolhida de 1600 por 1200 pixels, em horários pré definidos para iniciar e finalizar a operação diária. Todas as imagens são salvas no formato JPEG - *Joint Photographic Experts Group* - remotamente, em um computador para gravação e análise, como mostrado na Figura 14.

## 4.8 Classificação por pixels e cobertura de nuvens

A radiação solar é espalhada pelos constituintes da atmosfera, tais como aerossóis, moléculas e nuvens. Para um céu claro, sem aerossóis, o espalhamento ocorrerá devido às moléculas presentes e dependerá do comprimento de onda da radiação incidente. Neste caso, quanto menor o comprimento de onda, maior será o espalhamento (espalhamento Rayleigh ou molecular). Vários parâmetros podem ser obtidos através da análise das imagens captadas pela câmera. A razão vermelho-azul (*Red-Blue Ratio*-RBR) é um parâmetro que fornece a fração de radiação, no espectro visível, entre os pixels Vermelho e Azul. Para o caso de espalhamento Rayleigh, a RBR será pequena, pois pouca radiação relacionada ao

comprimento de onda da cor vermelha será espalhada em comparação com o comprimento de onda da cor azul. Isto não ocorrerá próximo ao horizonte (maior caminho ótico para a radiação solar) e na região circunsolar. O conceito de RBR para algoritmos de classificação foi desenvolvido na *Scripps Institution of Oceanography* [Johnson, Koehler e Shields 1988], sendo utilizado até hoje como um dos critérios de classificação da cobertura do céu.

Nesta tese foi desenvolvido um programa para realizar uma análise dinâmica da cobertura de nuvens. O programa considera os parâmetros relativos as cores e ‘as propriedades das cores, tais como: *intensidade*, *saturação* e *hue* (matiz).

As imagens obtidas pela câmera, são imagens do céu projetadas sobre uma superfície semi-esférica (câmera ”olho de peixe”), como pode ser visto na Figura 14. Estas imagens são analisadas diretamente sem nenhuma alteração geométrica, onde os pixels de interesse estão restritos àqueles internos à região circular destacada na Figura 14).

**Tabela 3** – Principais parâmetros usados na identificação dos pixels das imagens.

Parâmetro	Relação	Referências
Razão Vermelho-Azul (RBR)	$RBR = \frac{R}{B}$	[Long et al. 2006, Ghonima et al. 2012]
Razão Azul Vermelho e Azul Verde (BRBG)	$BRBG = \frac{B}{R} + \frac{B}{G}$	Cloudcam 2015
Diferença Vermelho Azul (RBD)	$RBD = R - B$	Heinle et al. 2010
Diferença Azul Verde (BGD)	$BGD = B - G$	Heinle et al. 2010
Razão Vermelho Azul Normalizada (NRBR)	$NRBR = \frac{R-B}{R+B}$	[Li, Lu e Yang 2011 - Shi e Malik 2000]
Saturação	$Sat = 1 - \frac{\min(R,G,B)}{\max(R,G,B)}$	[Li et al. 2012 - Souza-Echer et al. 2006]
Intensidade	$Int = \frac{1}{3}(R + G + B)$	[Plataniotis e Venetsanopoulos 2000 - Souza-Echer et al. 2006]
Hue	$Hue = \cos^{-1} \left\{ \frac{0.5[(R-G)+(R-B)]}{[(R-G)^2+(R-G)(G-B)]^{1/2}} \right\}$	[Plataniotis e Venetsanopoulos 2000 - Souza-Echer et al. 2006]
Distância Geométrica Euclideana (DEU)	$EGD = (R^2 + G^2 + B^2 + \frac{(R+G+B)^2}{3})^{1/2}$	[Li et al. 2012, Carson et al. 2002, Neto et al. 2010]

Relação dos principais parâmetros de cor obtidos de imagens digitais usados para estudo das nuvens.

Fonte: próprio autor, 2020.

A classificação dos pixels é realizada utilizando a estratégia de limiares fixos, aplicada aos parâmetros selecionados (Tabela 3). Desta forma, intervalos consistindo de limites fixos são estabelecidos para cada um dos parâmetros. Para cada pixel da imagem calcula-se os parâmetros listados na Tabela 3 e, depois são classificados como pixel claro ou pixel nublado de acordo com os limite estabelecidos anteriormente. A imagem pode ser classificada aplicando limiares fixos às relações entre os componentes *Red-Green-Blue*-(RGB) em vez de aplicá-los diretamente aos componentes R, G e B da imagem [Chauvin et al. 2015].

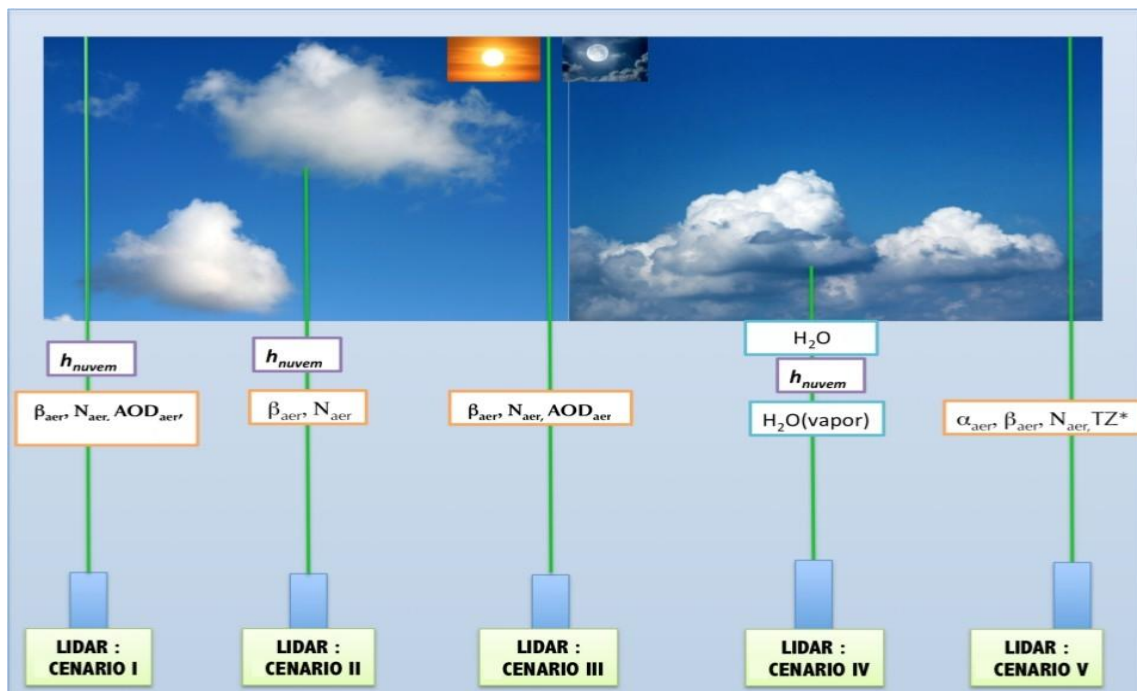
Vários parâmetros foram sugeridos para a classificação dos pixels de uma imagem. A Tabela 3 resume alguns desses parâmetros, comumente usados em algoritmos de detecção e classificação de nuvens. Nela estão representados as razões de cor: razão vermelho-azul (*Red Blue Ratio*)-RBR, Razão Azul Vermelho e Azul Verde (*Blue Red Blue Green Ratio*)-BRBG, Diferença Vermelho Azul (*Red Blue Difference*)-RBD, Diferença Azul Verde (*Blue Green*

*Diferença*)-BGD, Razão Vermelho Azul Normalizada (*Normalized Red Blu Ratio*)-NRBR. Estes parâmetros fazem parte do espaço de cor denominado *Red-Green-Blue*-RGB, enquanto a Saturação, Intensidade e Matiz fazem parte do espaço HSI- (*Hue-Saturation-Intensity*), neste espaço as cores estão mais relacionadas à forma como o olho humano as percebe do que no espaço RGB.

A cobertura do céu foi calculada por meio da análise dos pixels das imagens obtidas pela câmera. Para estimar a quantidade do céu que está coberto por nuvens, sem considerar o tipo ou altitude da nuvem, usamos a unidade *okta* (oitava parte). Esta unidade indica o quanto do céu está coberto por nuvens, onde *okta* igual a 0 (zero) e 8 (oito) representam céu completamente claro e céu completamente nublado, respectivamente [Jones 1992]. Valores crescentes da cobertura, em *okta*, representam um céu com cobertura de nuvens cada vez maior.

## 5 METODOLOGIA

Foram executadas medidas com o lidar ao longo do programa de doutorado, de acordo com o cronograma de atividades proposto e com as campanhas de medidas desenvolvidas. Com isto foi possível identificar os cenários ilustrados na Figura 15. Cada um destes cenários representa situações que permitem a avaliação da ACI, em que há ou não a presença de nuvens. São eles:



**Figura 15** – Situações (cenários) de medidas esperadas (I-V). Para o período diurno temos os cenários de I a III e para o período noturno, os cenários de IV a V. As grandezas mostradas em cada situação são:  $h_{nuvem}$  - altura da base/topo da nuvem,  $\beta_{aer}$  - coeficiente de retroespalhamento,  $N_{aer}$  - densidade numérica de aerossóis,  $AOD_{aer/nuvem}$  - profundidade óptica da coluna de aerossol ou da nuvem,  $H_2O$  - concentração de moléculas de água (fase líquida ou fase vapor),  $\alpha_{aer}$  - coeficiente de extinção.

- Cenário I - Medidas diurnas da base e do topo de nuvens **pouco espessas**<sup>2</sup>, permitindo a obtenção dos perfis do coeficiente de retroespalhamento de aerossóis em 3 comprimentos de onda distintos e da espessura óptica de nuvens. Esses dados são complementados e ou validados com dados do CIMEL (fotometria solar) que permitirá a obtenção da densidade numérica de aerossóis  $N_{aer}$ . Cabe observar que só é possível obter a

<sup>2</sup> Considera-se o termo espessa o que tange a espessura óptica da nuvem, ou nuvens com coeficiente de espessura óptica inferior a  $0,01km^{-1}$

concentração em volume se o céu não estiver com a presença de nuvens, para que se possa fazer medidas com o fotômetro a fim de se obter informações sobre a microfísica dos aerossóis.

- **Cenário II** - Medidas diurnas da base e topo de nuvens **espessas**, permitindo a obtenção dos perfis do coeficiente de retroespalhamento de aerossóis em 3 comprimentos de onda. Esses dados são complementados e validados com dados do CIMEL (fotômetro solar) que permitirá a obtenção da densidade numérica de aerossóis  $N_{aer}$ .
- **Cenário III** - Medidas diurnas na **ausência de nuvens**, permitindo a obtenção dos perfis do coeficiente de retroespalhamento de aerossóis em 3 comprimentos de onda. Esses dados são complementados e validados com dados do CIMEL (fotometria solar). Em situações de sequências de cenários, pode-se obter o balanço de população de aerossóis promovidos pela nuvem.
- **Cenário IV** - Medidas noturnas da **base de nuvens**, permitindo a obtenção dos perfis do coeficiente de retroespalhamento de aerossóis em 3 comprimentos de onda. Neste cenário, por ser noturno, é possível via os dados de lidar Raman, obter o perfil de vapor de água e conteúdo líquido [Whiteman et al. 1999] na nuvem, ainda que não simultaneamente.
- **Cenário V** - Medidas noturnas na **ausência de nuvens**, permitindo a obtenção dos perfis do coeficiente de retroespalhamento e extinção de aerossóis em 3 comprimentos de onda. Neste cenário, por ser noturno, é possível, via dados Lidar Raman, obter o perfil de vapor de água.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1 Recuperação dos Dados

As Figuras 16 (a), (b), (c) e (d) apresentam o quantitativo de medidas realizadas mensalmente, entre os anos de 2016 e 2019. Utilizando as medidas realizadas com o lidar como referência, verificou-se, inicialmente, quais instrumentos possuíam medidas nos mesmos dias e horários que o lidar. As medidas realizadas com lidar ocorreram, dentro da programação de medidas obrigatórias no laboratório, entre os anos de 2016 e 2019. Interrupções ocorridas se deveram a paradas técnicas para manutenção, ou condições climáticas que impediram a realização das medidas. No segundo semestre de 2016, não há referência às medidas do piranômetro: o equipamento foi instalado no primeiro semestre de 2017. O ano de 2016 foi incluído na estatística, mesmo que o piranômetro tenha sido instalado em 2017, o que mostrou-se irrelevante já os dias selecionados não incluíram as medições do ano de 2016, como veremos mais adiante..

Os dados que não foram obtidos por todos os equipamentos no mesmo dia e nos mesmos horários foram descartados. Além da condição de simultaneidade nas medidas, os dados foram classificados de acordo com os cenários descritos na Seção 5.

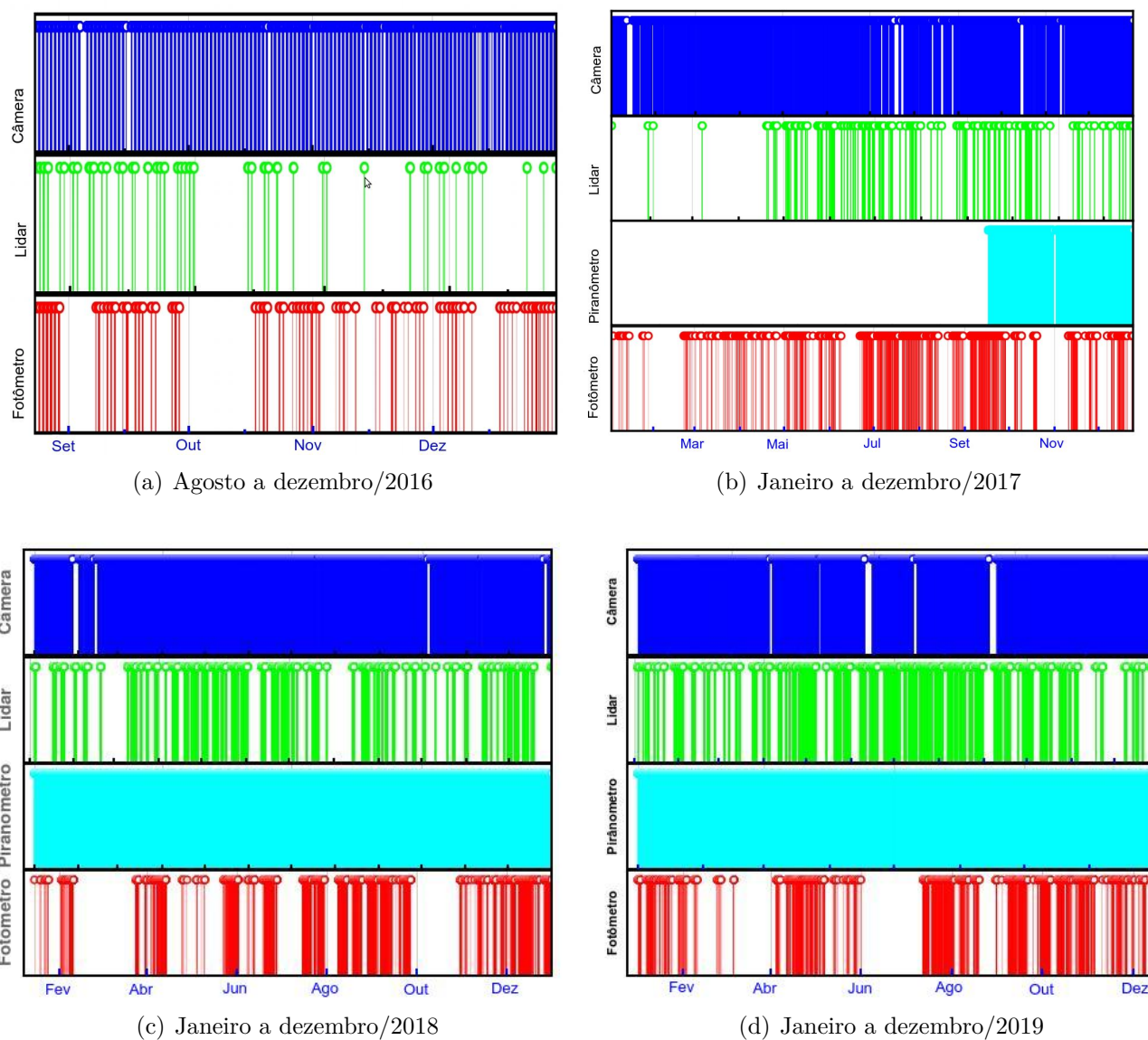
A Tabela 4 mostra o quantitativo de medidas realizadas utilizando os equipamentos lidar, câmera, fotômetro solar e piranômetro, ordenados de acordo com a estação do ano. A Tabela 4 representa o total de medidas realizadas com cada instrumento, referente ao período compreendido entre agosto de 2016 e agosto de 2019. Os dados foram separados considerando nuvens com altitudes de até 3,0 km, e satisfazendo as condições dos cenários elencados anteriormente.

A análise final considerou apenas as medidas realizadas com tempo de aquisição de 2 s (medidas de alta resolução). Foram selecionados, desta forma, os dias 10/04/2018, 18/04/2019, 25/04/2019 e 14/05/2019, os quais preencheram as condições previamente estabelecidas. Note que esses dias estão na estação correspondente ao outono.

#### 6.1.1 Resultados da Câmera

Os resultados apresentados a seguir se referem a análise das imagens captadas pela câmera, com objetivo inicial de inferir a cobertura de nuvens do céu, e correspondem ao período compreendido entre agosto de 2016 a agosto de 2019. A captação/gravação das imagens foi realizada a cada cinco minutos com horários de início e término pré-definidos pelo usuário. As imagens foram pré-selecionadas de modo a se trabalhar apenas com as imagens restritas a horários compreendidos entre 07:00 horas e 19:00 horas. Isto garante que imagens completamente escuras sejam excluídas das análises realizadas. O total de imagens que ficou





**Figura 16** – Disponibilidade de dados entre agosto de 2016 e dezembro de 2019 para as medidas realizadas com a lidar, câmera, fotômetro solar e piranômetro.

Fonte: próprio autor, 2020.

disponível para análise, independentemente da cobertura de nuvens, foi de 72.687 (setenta e dois mil seiscentos e oitenta e sete).

As imagens obtidas pela câmera, são imagens do céu projetadas sobre uma superfície semi-esférica (câmera "olho de peixe"), como pode ser visto na Figura 17. Essas imagens foram analisadas diretamente, sem nenhuma alteração em sua geometria. Inicialmente, selecionamos a maior área circular possível da imagem gravada, região interna ao círculo vermelho (Figura 17), evitando assim, as edificações e vegetação do entorno. Dentro desta

**Tabela 4** – Quantitativo de medidas realizadas durante o período de aquisição de dados.

Equip. por Estação	Lidar	Câmera	Fotômetro	Piranômetro	Total/estação
Inverno	38 (30,6%)	30 (24,2%)	26 (21,0%)	0 (0,0%)	94
Outono	22 (17,7%)	22 (17,7%)	11 (8,9%)	20 (16,1%)	75
Primavera	48 (38,7%)	48 (38,7%)	35 (28,2%)	19 (15,3%)	150
Verão	17 (13,7%)	17 (13,7%)	12 (9,7%)	14 (11,3)	60
Total por equip.	125	117	84	53	

Medidas realizadas entre agosto de 2016 e agosto de 2019. As estações do ano primavera e inverno apresentam maior percentual de recuperação das medidas realizadas com o lidar.

Fonte: próprio autor, 2020.

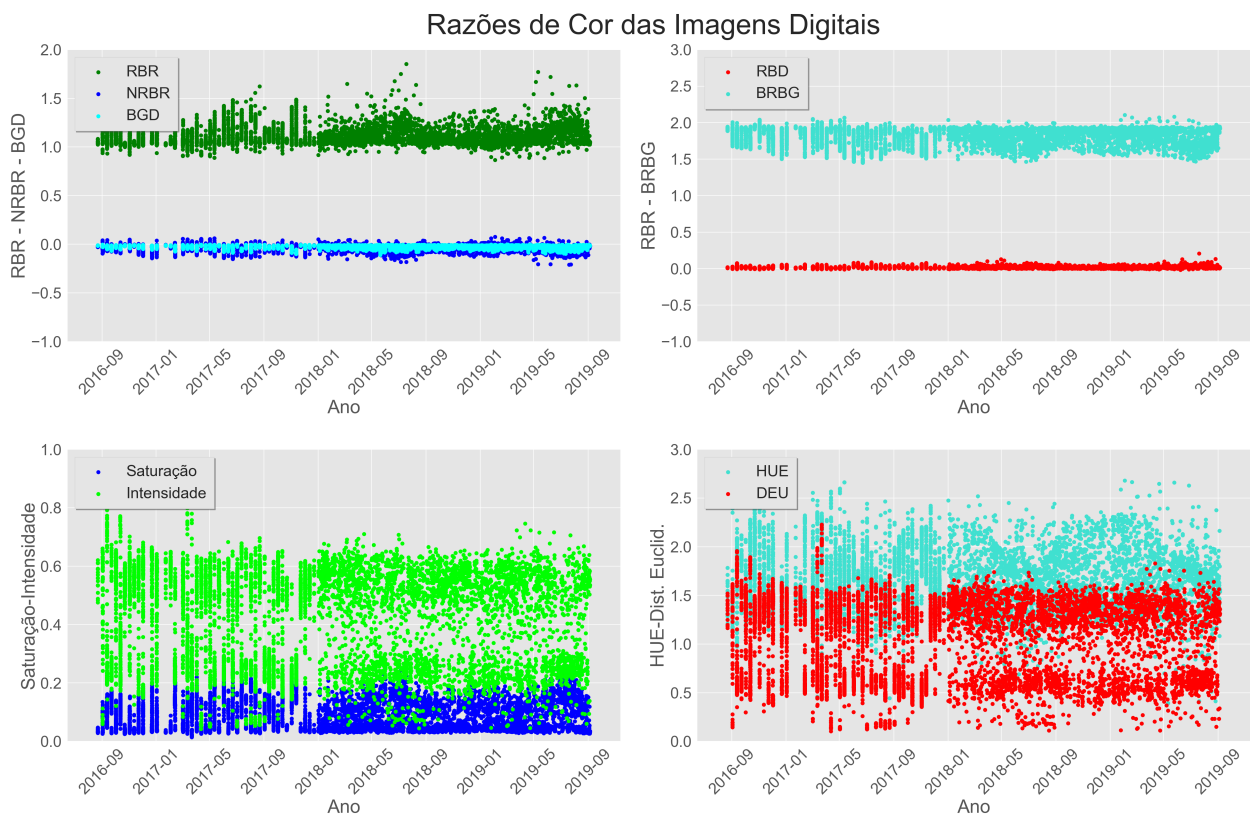


**Figura 17** – Recorte de uma imagem original, projeção esférica do campo de visão da câmera. O círculo vermelho delimita a região efetiva de análise.

Fonte: próprio autor, 2020.

área circular específica foram calculados os parâmetros listados na Tabela 3.

Cada imagem foi decomposta em suas componentes vermelho, azul, verde (RGB) e, das magnitudes de cada pixel para cada uma das componentes, as razões obtidas são apresentadas na Tabela 3. Um conjunto correspondente a 10% do total das imagens pré-selecionadas foi usado para a obtenção das razões de cor. A Figura 18 mostra os valores médios destas razões de cor, obtidas para cada uma das imagens. Os valores apresentados na Figura 18 para RBR, NRBR, BGD, RBD, BRBG, saturação e intensidade apresentam uma variação pequena quando comparados com os valores diários da HUE e EGD. Estes resultados permitem, em



**Figura 18** – Valores médios para as razões de cor calculadas para 10% do total das imagens captadas entre agosto de 2016 e agosto de 2019.

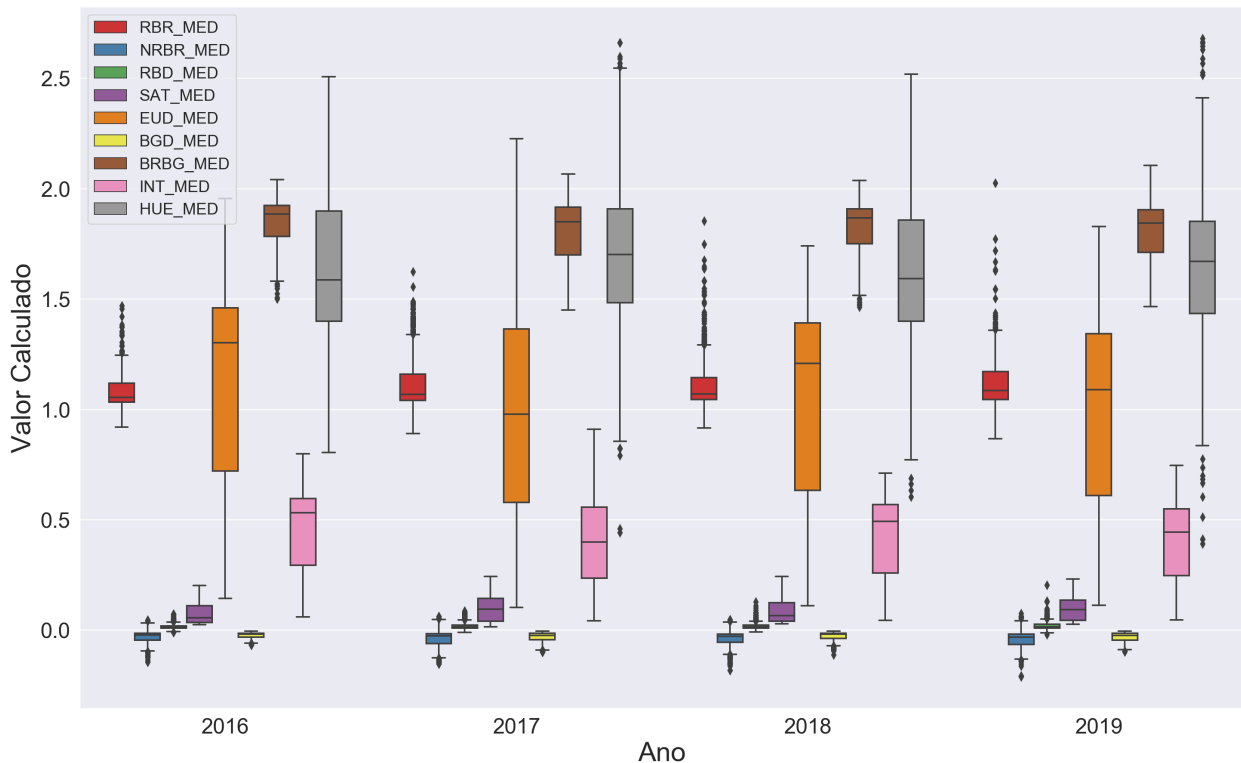
Fonte: próprio autor, 2020.

uma análise preliminar, eleger as razões de cor, com menor dispersão em torno do seu valor médio, como candidatos na etapa de classificação da cobertura de nuvens.

A seleção de um ou mais razões de cor é etapa principal para a classificação do tipo de cobertura de nuvens, já que será usado um intervalo fixo (limiar) como critério de escolha do tipo de cobertura. A Figura 19 mostra como cada parâmetro se comporta ao longo dos anos. De fato, os parâmetros elencados anteriormente apresentam uma faixa estreita de variação em torno da mediana, os pontos fora da curva (*outliers*) são fruto da inclusão da região circunsolar e de situações atmosféricas peculiares, que levam à intensificação do espalhamento de um dos componentes: R, G ou B. Os parâmetros intensidade e matiz, que descrevem as propriedades da cor e DEU possuem uma variação muito maior quando comparados com os parâmetros relativos às cores.

### 6.1.2 Parâmetros de cor para os dias claros e para os dias nublados

Os resultados obtidos para os parâmetros de cor na Seção 6.1.1 mostram que existem parâmetros que podem ser escolhidos como limiares fixos para a determinação da cobertura



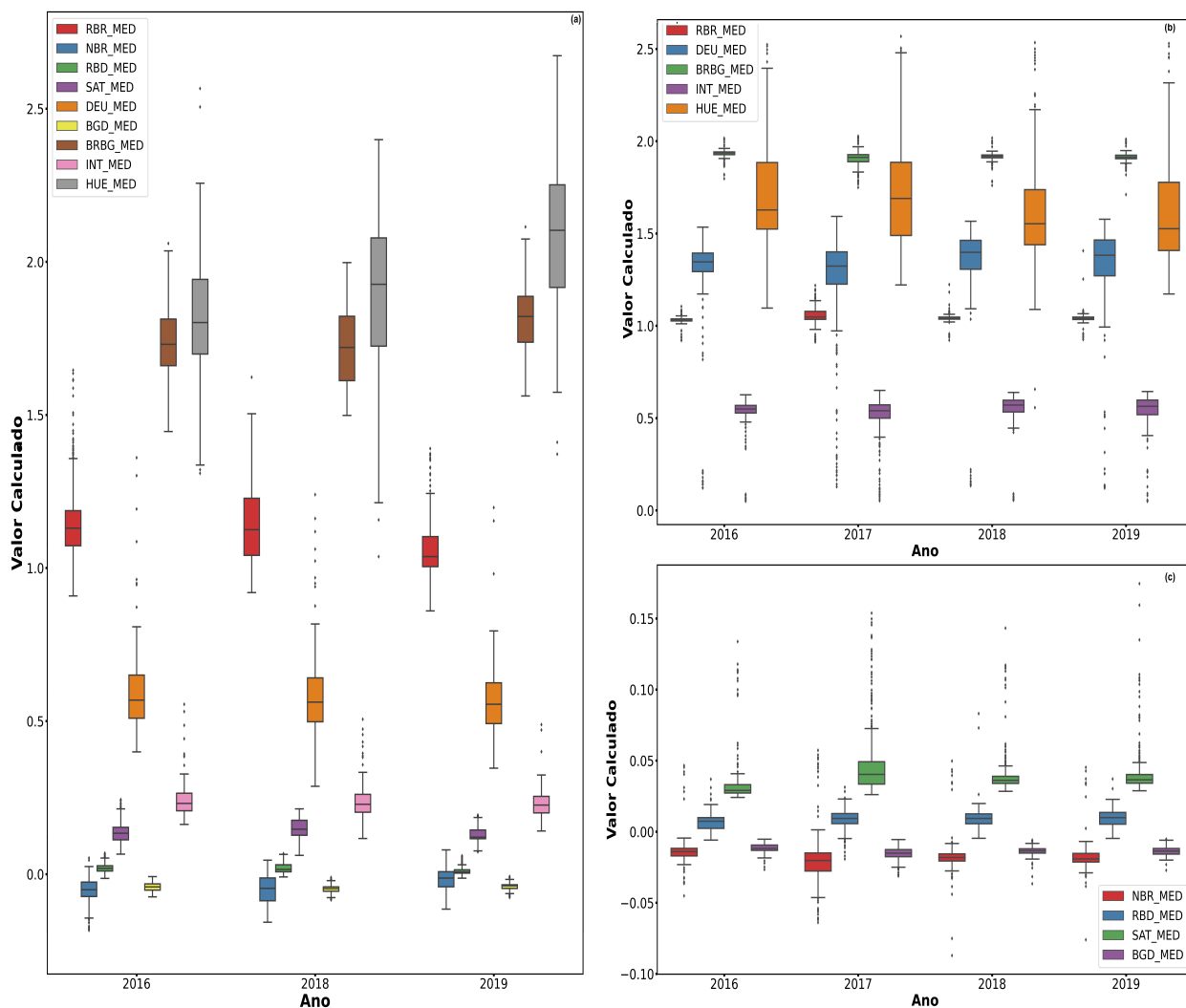
**Figura 19** – Valores calculados para as razões de cor para todas as imagens no período compreendido entre agosto de 2016 e agosto de 2019.

Fonte: próprio autor, 2020.

de nuvens, devido à sua pequena variação em torno do valor médio. Este resultado foi obtido para todas as imagens, independentemente do tipo de cobertura do céu. De modo a obter limiares específicos para cada uma das situações de céu completamente claro e céu completamente nublado, as razões de cor foram calculadas para dois conjuntos de imagens com essas características.

A Figura 20(b), relativa aos dias completamente nublados, mostra que todos os parâmetros apresentam *outliers*, isto se deve a não-uniformidade da cobertura de nuvens do céu para os dias nublados, enquanto que para os dias completamente claros (Figura 20(a)), os *outliers* estão relacionados à região circunsolar, onde há o aumento da intensidade de radiação captada em todos os canais, afetando os parâmetros que são obtidos por algum tipo de soma (ex. RBD, BGD, saturação, intensidade).

O valor médio anual para os dois conjuntos de imagens (Figura 21) mostra que a saturação, a distância geométrica euclidiana e a intensidade separam completamente os dois conjuntos, e os parâmetros NRBR, RBD e BGD são os que apresentam menores valores médios para os dois grupos de imagens (ver Tabela 5).

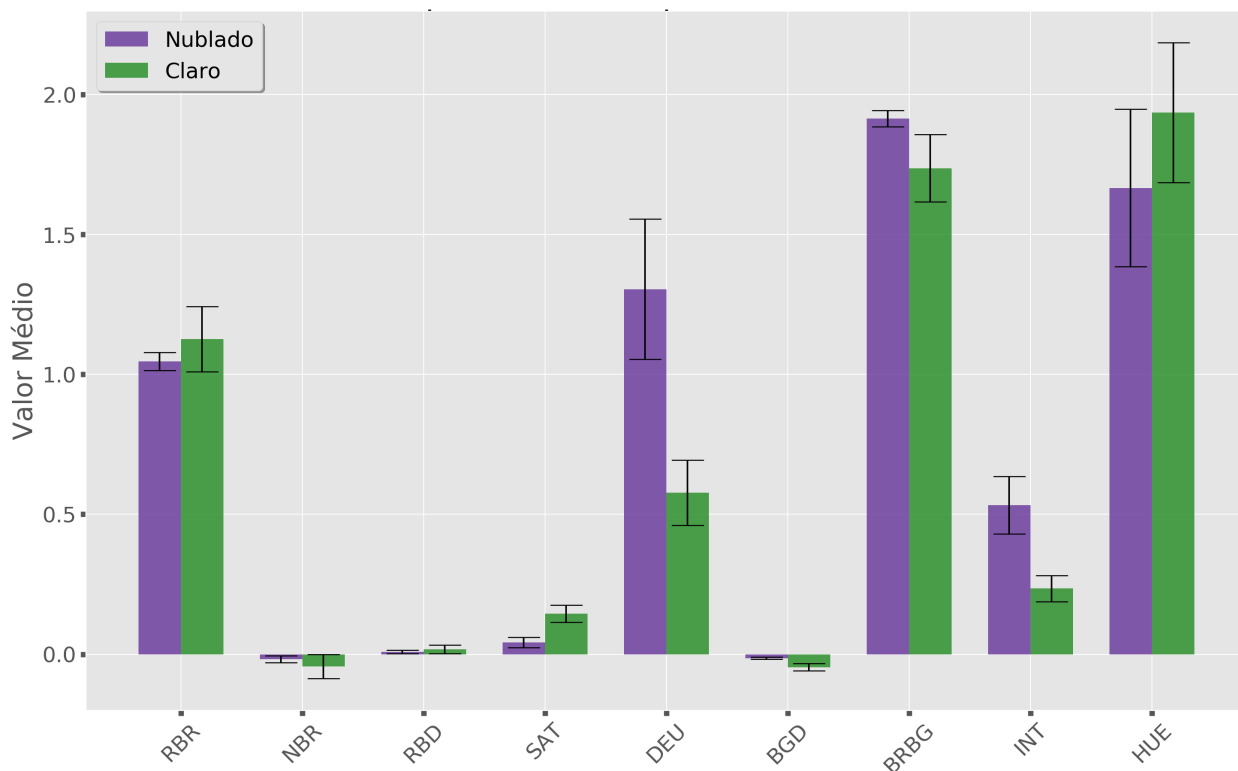


**Figura 20** – Razões de cor entre os pixels relacionadas a imagens de céu claro em (a) e a imagens de céu completamente nublado em (b) e (c).

Fonte: próprio autor, 2020.

## 6.2 Classificação da Cobertura de Nuvens

Os limites de variação dos parâmetros obtidos na Seção 6.1.2 podem ser aplicados às imagens para se determinar qual a cobertura de nuvens e informar qual o tipo de cobertura acordo com a Tabela 6. Os limites obtidos foram aplicados a dois conjuntos de imagens distintas: um contendo apenas imagens do céu completamente claro e o outro contendo imagens do céu completamente nublado. Os parâmetros escolhidos para serem usados na obtenção da cobertura foram: NBR, RBR e saturação. Todos esses parâmetros apresentam características relevantes como: separar completamente os padrões de imagem de um céu claro e de um céu nublado e apresentar baixa dispersão (pelo menos em um dos grupos de



**Figura 21** – Médias anuais para as razões de cor de imagens de céu claro e de céu completamente nublado.

Fonte: próprio autor, 2020.

**Tabela 5** – Valores médios das razões de cor e seus respectivos coeficientes de variação (CV), calculados para imagens de dias completamente nublados e dias completamente claros.

Parâmetro	Valor Médio-Nublado	CV(%)	Valor Médio-Claro	CV(%)
RBR	1.05	3	1.12	11
NBR	-0.02	3	-0.04	100
RBD	0.01	100	0.02	50
SAT	0.04	50	0.14	20
EGD	1.30	20	0.58	20
BGD	-0.01	100	-0.05	20
BRBG	1.91	2	1.74	7
INT	0.53	19	0.23	22
HUE	1.67	17	1.94	13

Razões de cor calculadas a partir de um conjunto de 2997 imagens, referentes aos anos de 2016, 2017, 2018 e 2019.

Fonte: próprio autor, 2020.

imagens).

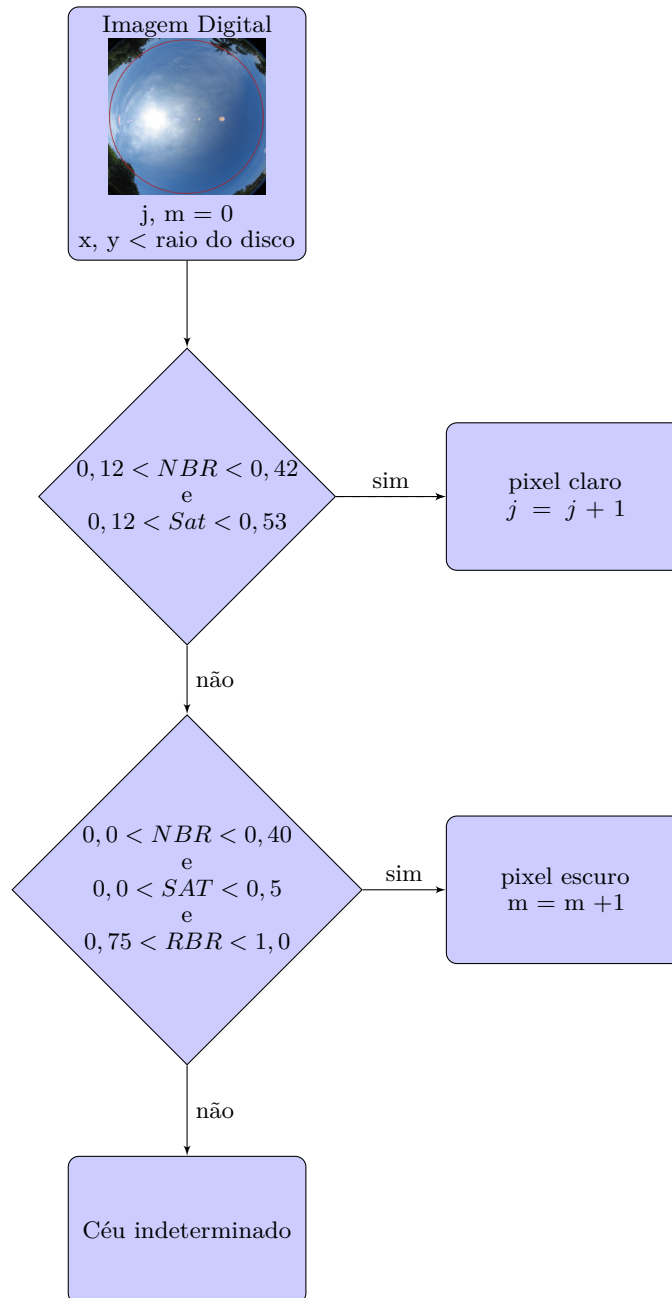
**Tabela 6** – Escala internacional de área nublada.

Okta	Área de nuvens (oitavos)
0	Céu completamente claro
1	
2	
3	
4	Céu com a metade nublada
5	
6	
7	
8	Céu completamente nublado
9	Céu obstruído à vista

Fonte: adaptado do (WMO, 1983), 2021.

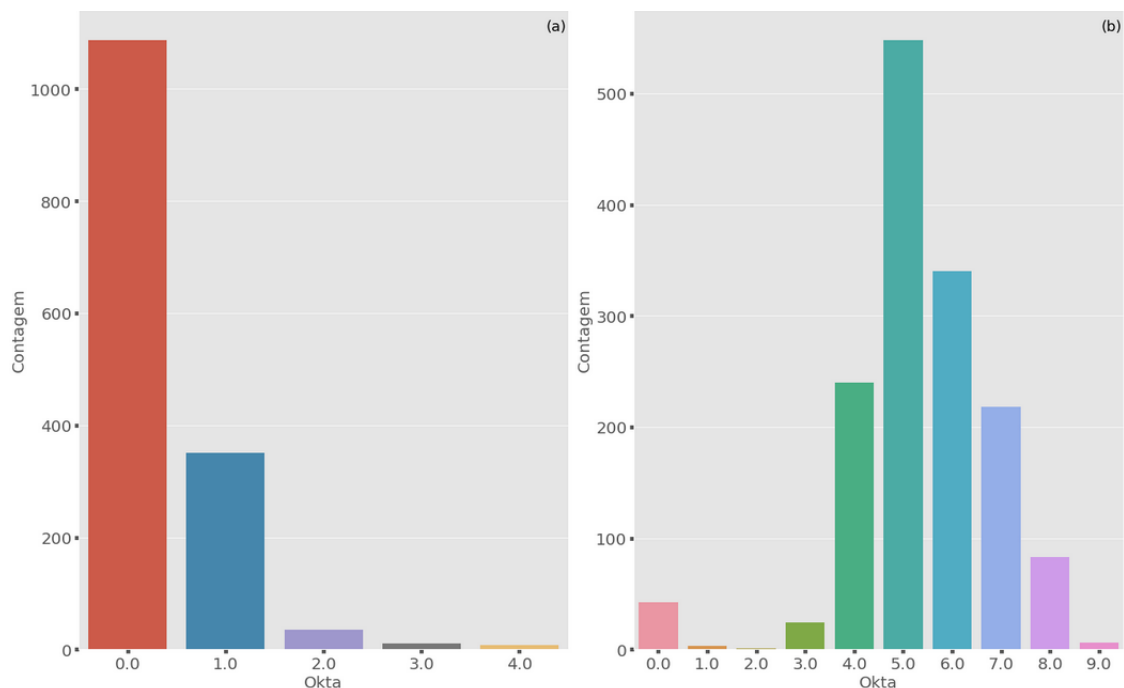
Os valores listados na Tabela 5 serviram de referência para que os intervalos de cada parâmetro fossem determinados. Foi adotado  $(\bar{x} \pm \delta x)$  como intervalo inicial, onde  $\bar{x}$  é o valor médio e  $\delta x$  é o desvio padrão amostral. Essa abordagem foi modificada, aumentando-se o intervalo em torno do valor médio até a classificação de um conjunto de imagens pré-definidas atingisse um índice de acerto no entorno de 90%.

O fluxograma, que representa o processo de identificação de cada pixel de uma imagem, pode ser visto na Figura 22. Todos os pixels contidos na região circular destacada na imagem, são identificados de acordo com os intervalos fixos dos parâmetros RBR, NBR, e saturação. Os resultados podem ser vistos nas Figuras 23(a) e 23(b). Para ambos os conjuntos, vê-se que há uma distribuição na classificação apresentando classificações aparentemente incorretas. Esta é uma peculiaridade do uso de limiares fixos para a classificação da cobertura de nuvens. Observar ainda que, por se trabalhar com limiares fixos para as razões, ocorrerão classificações como as notadas anteriormente. Um dos pontos problemáticos na utilização de limiares pode levar a erros de detecção, como a situação acima destacada. Para a região circunsolar, momentos antes do poente e atmosfera com uma carga elevada de aerossóis, a classificação por meio de imagens apresenta dificuldades devido ao espalhamento Mie [Ghonima et al. 2012], [Yang et al. 2015]. A classificação, num primeiro momento, permite a descrição da cobertura de nuvens durante a realização das medidas com o lidar, sem discriminá-las em relação a altitude ou em relação à espessura.



**Figura 22** – Algoritmo para contagem e seleção do tipo de pixel restrita à região interna ao círculo destacada na imagem.





**Figura 23** – Classificação de imagens céu claro(a) e dias completamente nublados (b) a partir dos limites indicados na Seção 6.1.2.

### 6.3 Resultados Lidar

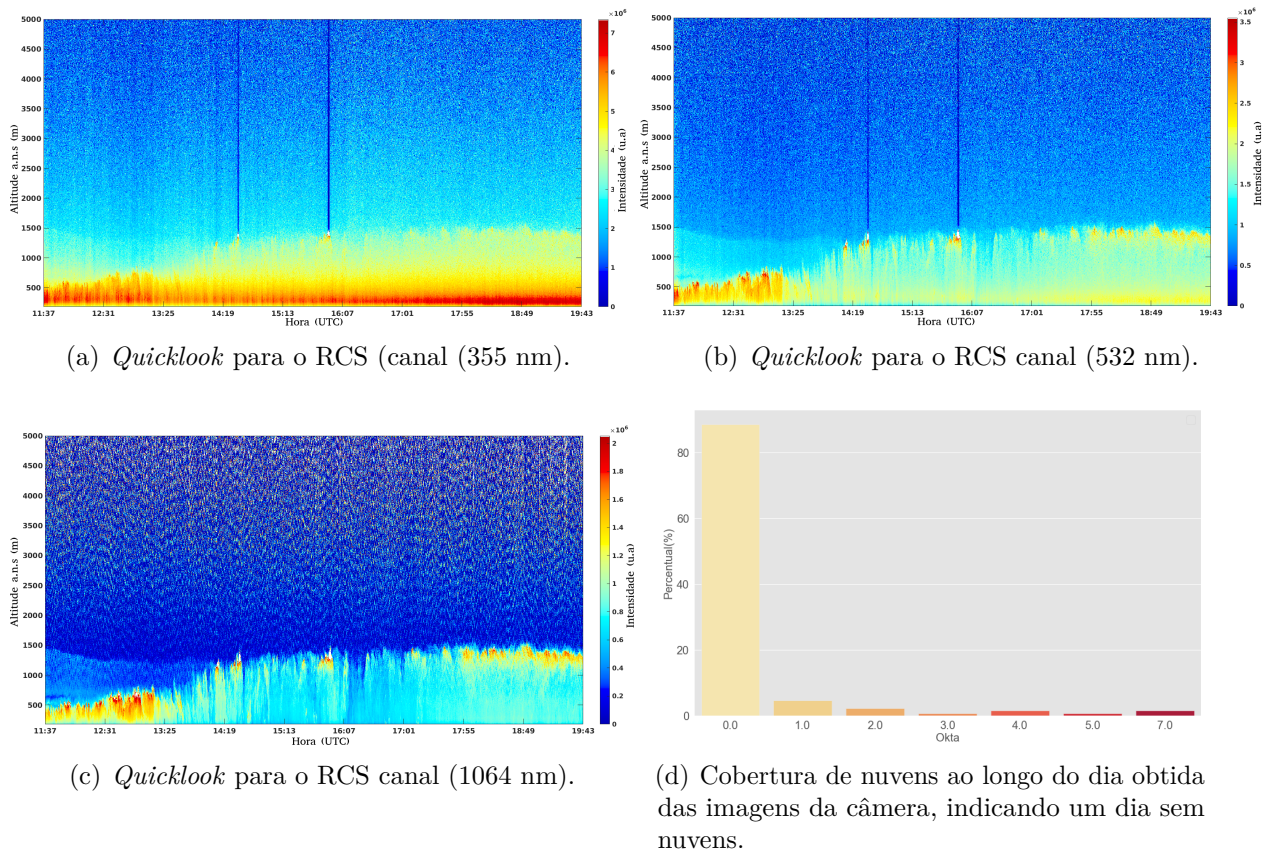
As medidas com o lidar para este trabalho foram iniciadas em agosto de 2016, juntamente com outras medidas referentes à campanhas realizadas pelo grupo de pesquisa. As medidas foram realizadas em três períodos ao longo do dia: manhã, tarde e noite. A maior quantidade delas concentra-se nos períodos da manhã e da tarde, e constituem-se de medidas com tempo de aquisição para um perfil vertical da atmosfera de 60 s e 2 s (alta-resolução).

Após cada medida, os perfis individuais são agrupados, gerando um gráfico em tela (*quicklook*) disponibilizado na página do grupo [gescon 2021]. O *quicklook* permite visualizar o sinal retroespalhado após interação com moléculas e aerossóis para os três canais elásticos, 1064 nm, 532 nm e 355 nm.

### 6.4 Estudo de Caso: dia 18 de Abril de 2019

A visualização das estruturas, plumas de aerossóis, nuvens, etc., presentes na atmosfera podem ser vistas, num primeiro momento, por meio dos sinais retroespalhados dos canais elásticos. Usaremos, para este fim, o canal elástico 532 nm, e, quando for necessário, os canais 355 nm e 1064 nm. A Figura 24 mostra a evolução temporal do RCS do lidar nos comprimentos de onda 355 nm, 532 nm, 1064 nm e a cobertura de nuvens ao longo deste dia. As Figuras 24(a-c) mostram a evolução da camada de aerossóis, onde a altura máxima

alcançada situa-se um pouco abaixo de 1500 m. É possível verificar também que não foi detectada a presença de nuvens durante a realização das medidas com o lidar. A cobertura de

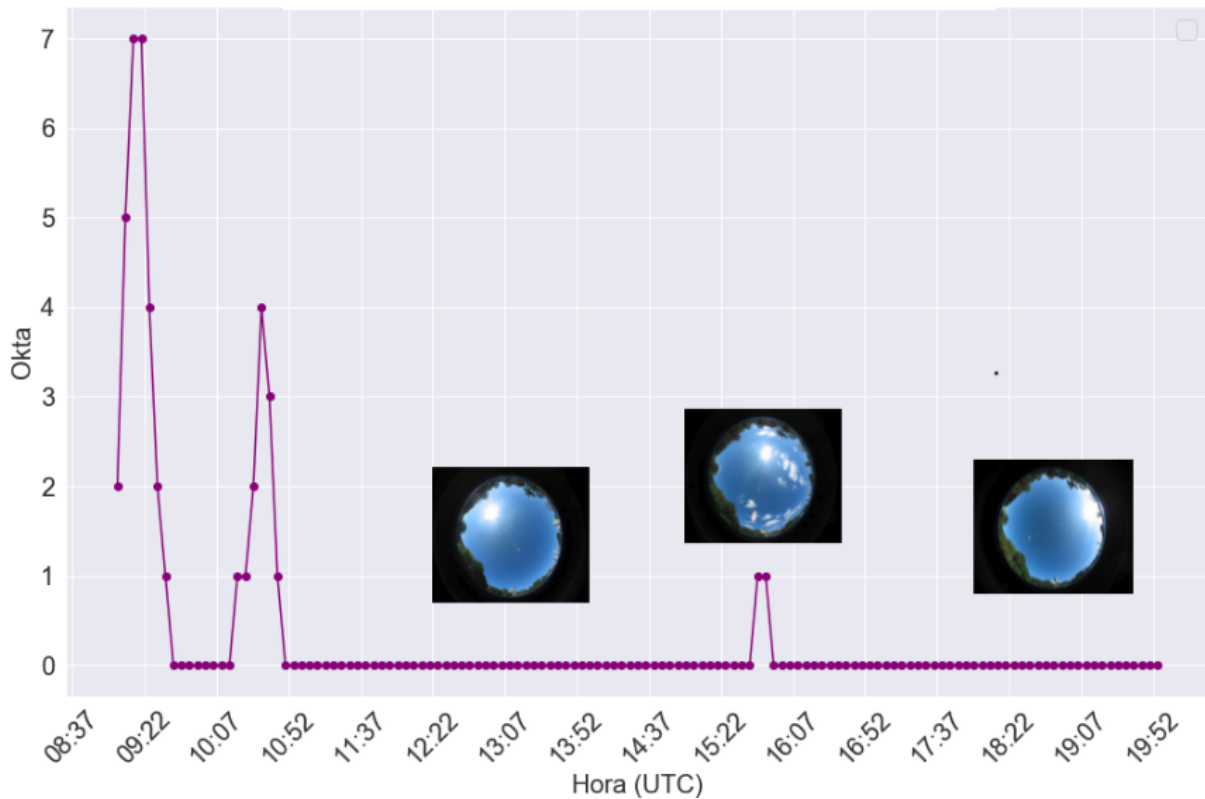


**Figura 24** – Figuras (a), (b) e (c) são os *Quicklooks* para o RCS das medidas realizadas no dia 18/04/2019 e a Figura (d) mostra a cobertura de nuvens para o mesmo dia. Medidas realizadas entre 11:37 UTC e 19:43 UTC. O eixo vertical representa a altitude do sinal retroespalhado.

Fonte: próprio autor, 2021.

nuvens para este corresponde a um dia de céu sem nuvens (okta = 0), como mostra a Figura 24(d). A distribuição horária da cobertura de nuvens, Figura 25, indica a ocorrência de nuvens em horários não coincidentes com as medidas do lidar e que as nuvens que ocorreram no mesmo horário não estavam na trajetória do feixe laser do lidar. As imagens obtidas pela câmera e usadas para a obtenção dos valores de cobertura de nuvens, são mostradas nos horários respectivos para os valores de okta obtidos.

O intervalo total das medidas de interesse foi dividido em intervalos menores nos quais as propriedades microfísicas dos aerossóis foram obtidas. Os perfis de retroespalhamento, assim como o expoente de Ångström e a razão de retroespalhamento foram calculados em cada período e cada perfil foi obtido realizando-se a média temporal de cada período.



**Figura 25** – Cobertura de nuvens (horária) para o dia 18/04/2019, mostrando um dia com nuvens predominantes no horário da manhã.

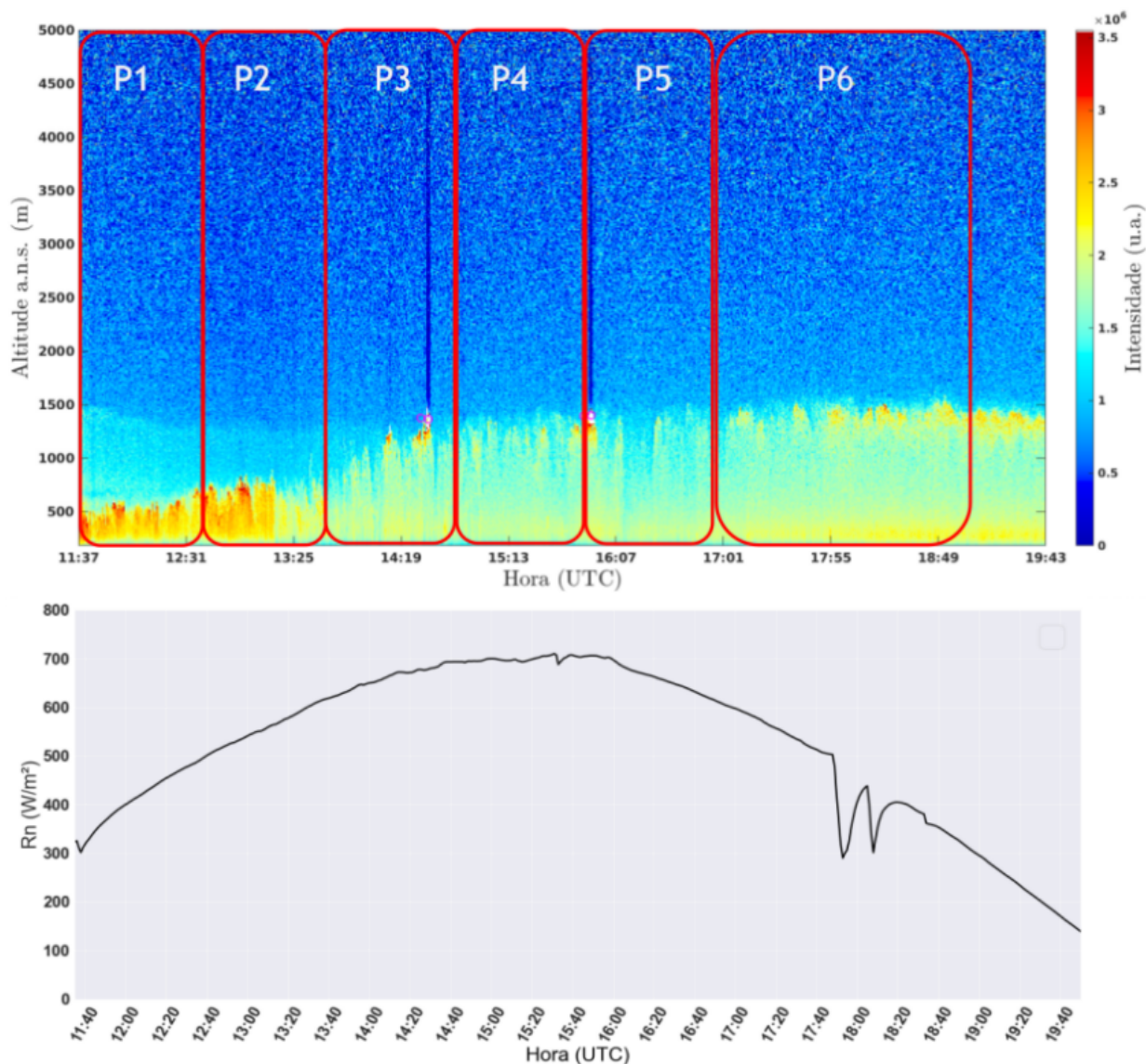
Fonte: próprio autor, 2020.

Os intervalos de tempo (Períodos  $P'_i$ s) foram usados para obtenção das propriedades microfísicas dos aerossóis e, na presença de nuvens, correspondem às regiões antes e após a passagem do campo de nuvens.

Na Figura 26, temos destacados os Períodos ( $P'_i$ s) escolhidos para este dia. Também estão destacadas as regiões com nuvens ( $C'_i$ ) e, na parte inferior, o perfil da radiação bloqueada pelas nuvens.

Na parte inferior da Figura 26, a radiação líquida ( $R_n$ ), estimada a partir da irradiância solar global ( $R_{sd}$ ) medida pelo piranômetro, usando um modelo sazonal para estimar a radiação líquida [Alados et al. 2003]:  $R_n = a_1 R_{sd} + b_1$ . As reduções acentuadas no sinal na radiação líquida ao longo do dia estão em concordância com a presença de nuvens detectada pelo lidar e/ou pela câmera (Figura 25). A intensidade da redução em  $R_n$  está diretamente relacionada a espessura óptica da nuvem. Este dia será usado como referência de um dia claro, sem nuvens, onde a evolução da camada de aerossóis ao longo do dia pode ser observada sem a influência da radiação intermediada pelas nuvens.

Os perfis de retroespalhamento, assim como o expoente de Ångström e a razão de

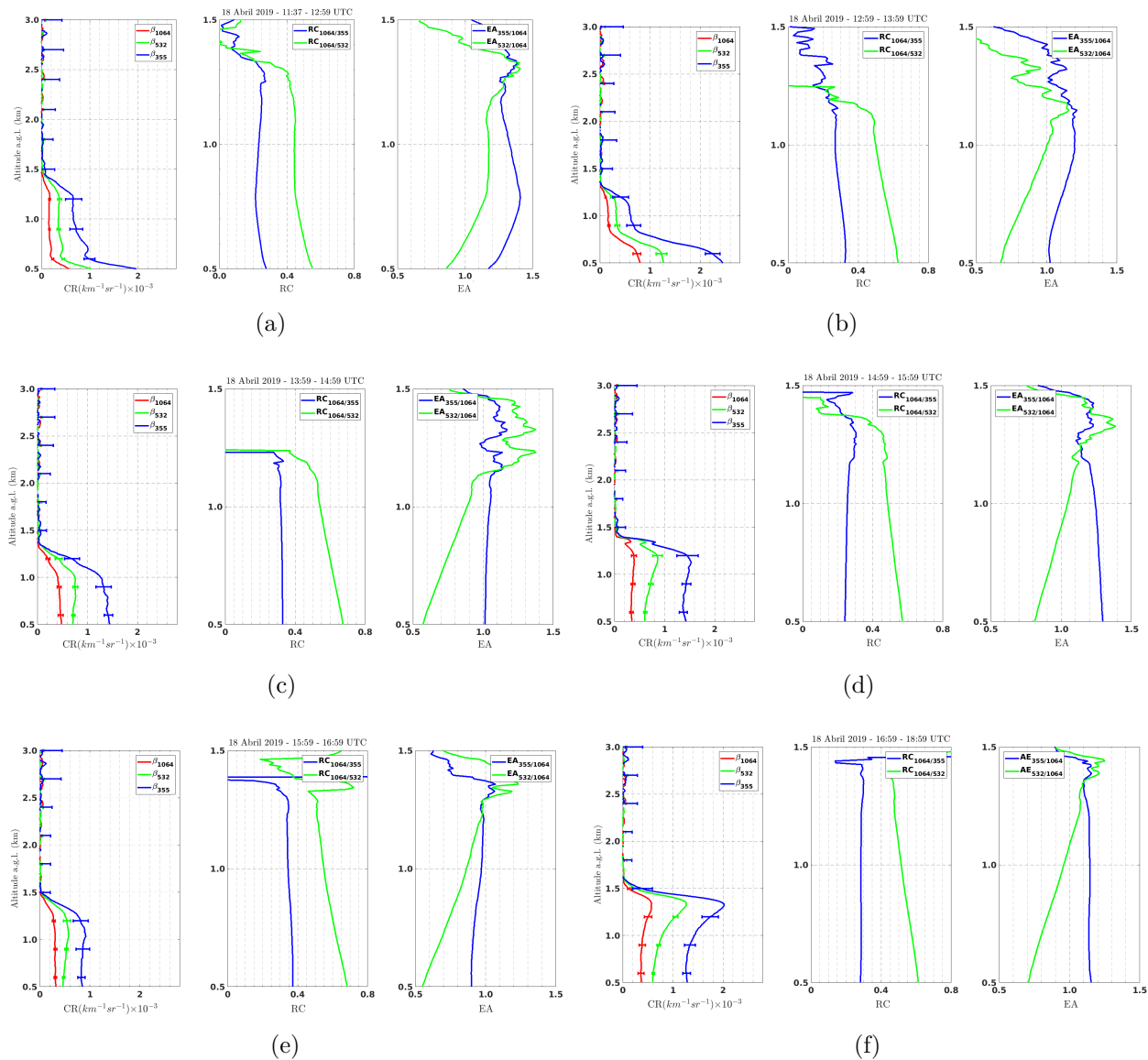


**Figura 26** – Medidas de RCS em 532 nm recuperadas pelo lidar no dia 18/04/2019, mostrando as regiões sem nuvens ( $P_i$ 's) e, na parte inferior o perfil da radiação bloqueada pelas nuvens, recuperado pelo piranômetro.

Fonte: próprio autor, 2020.

retroespalhamento medidos no dia 18 de abril de 2019 são mostrados nas Figuras 27(a)-27(f). As Figuras 27(a) (período  $P_1$ )-27(f) (período  $P_6$ ) descrevem as propriedades ópticas dos aerossóis observadas entre 11:37 e 18:59 UTC.

Os perfis lidar (coeficiente de retroespalhamento) recuperados entre 11:37 UTC e 18:59 UTC (Figura 27(a)) mostram a presença de uma camada de aerossóis limitada entre o nível do solo e a altitude de 1500 m, notadamente de material particulado pequeno ( $\beta_{355}$ ). O mesmo padrão de camadas de aerossóis, em intensidades menores, é observado nos perfis de



**Figura 27** – Figuras (a-f) Coeficiente de retrospalhamento, razão de retrospalhamento (1064 nm/355 nm e 1064 nm/532 nm), e expoente de Ångström (355 nm/1064 nm e 532 nm/1064 nm) recuperados no dia 18 de abril para os três comprimentos de onda elásticos: 355 nm, 532 nm e 1064 nm.

Fonte: próprio autor, 2021.

retrospalhamento para os canais 532 nm e 1064 nm.

Os períodos iniciais  $P_1$  e  $P_2$  apresentam uma camada de aerossóis mais intensa concentrada abaixo de 700 m altitude, aproximadamente (Figura 24(b-c)). Os valores médios dos parâmetros apresentados na Figura 27 foram obtidos em duas faixas de altitude: (300 m, 2000 m) e (1000, 2000 m), que englobam a Camada Limite Planetária (CLP). A CLP é a região da atmosfera que confina a maioria dos aerossóis, e onde a contribuição dos aerossóis locais



**Tabela 7** – Valores médios do coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento, expoente de Ångström relacionados ao retroespalhamento ( $EA_{\beta,\lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitudes compreendida entre 300 m e 2000 m, para o dia 18 de abril 2019.

Período	Canal	CR ( $Mm^{-1}sr^{-1}$ )	$RR_{1064-355}$	$RR_{1064-532}$	$EA_{\beta,355/1064}$	$EA_{\beta,532/1064}$
$P_1$	355 nm	$0,7 \pm 0,8$	$0,1 \pm 1,1$	$-3,8 \pm 43,8$	$1,1 \pm 0,6$	$0,8 \pm 0,9$
	532 nm	$0,4 \pm 0,4$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,2$				
$P_2$	355 nm	$0,8 \pm 0,9$	$0,2 \pm 2,4$	$0,3 \pm 4,4$	$1,1 \pm 0,7$	$0,6 \pm 1,1$
	532 nm	$0,4 \pm 0,5$				
	1064 nm	$0,3 \pm 0,3$				
$P_3$	355 nm	$0,7 \pm 0,6$	$-0,7 \pm 9,9$	$-0,1 \pm 10,9$	$1,1 \pm 0,7$	$0,6 \pm 1,2$
	532 nm	$0,4 \pm 0,3$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,2$				
$P_4$	355 nm	$0,9 \pm 0,7$	$0,2 \pm 4,6$	$0,2 \pm 3,0$	$1,1 \pm 0,2$	$0,8 \pm 0,9$
	532 nm	$0,4 \pm 0,3$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,2$				
$P_5$	355 nm	$0,5 \pm 0,4$	$2,1 \pm 29,5$	$0,7 \pm 17,9$	$0,9 \pm 0,8$	$0,5 \pm 1,4$
	532 nm	$0,3 \pm 0,2$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,1$				
$P_6$	355 nm	$1,0 \pm 0,7$	$0,4 \pm 4,0$	$0,4 \pm 4,0$	$1,1 \pm 0,6$	$0,7 \pm 0,8$
	532 nm	$0,6 \pm 0,4$				
	1064 nm	$0,3 \pm 0,2$				

Fonte: próprio autor, 2021.

predomina. Portanto, devido a alta concentração de aerossóis e à baixa altitude, notadamente nos dois períodos iniciais, espera-se observar alguma alteração nos parâmetros obtidos nas duas faixas de altitudes.

Valores médios para o coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento, coeficiente de Ångström entre 300 m e 2000 m, obtidas para os comprimentos de onda 355 nm, 532 nm e 1064 nm são mostradas na Tabela 7. Os mesmos parâmetros foram obtidos para a faixa de altitude compreendida entre 1000 m e 2000 m (Tabela 8), que engloba parte da camada limite para todos os períodos, e para os comprimentos de onda 355 nm, 532 nm e 1064 nm.

Os valores médios do coeficiente de retroespalhamento, obtidos para os dois períodos iniciais para altitudes entre 1000 m e 2000 m, são ligeiramente menores em relação ao valores médios obtidos para o intervalo de altitude entre 300 m e 2000 m, para os três comprimentos de onda. A diminuição no coeficiente de retroespalhamento é esperada, na medida que há uma diminuição da concentração de aerossóis com o aumento da altitude, tornando a sua contribuição para o sinal de retroespalhamento menos relevante. Apesar de a radiação solar

**Tabela 8** – Valores médios da coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento, expoente de Ångström relacionados ao retroespalhamento ( $EA_{\beta,\lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitude compreendidas entre 1000 m e 2000 m, para o dia 18 de abril 2019.

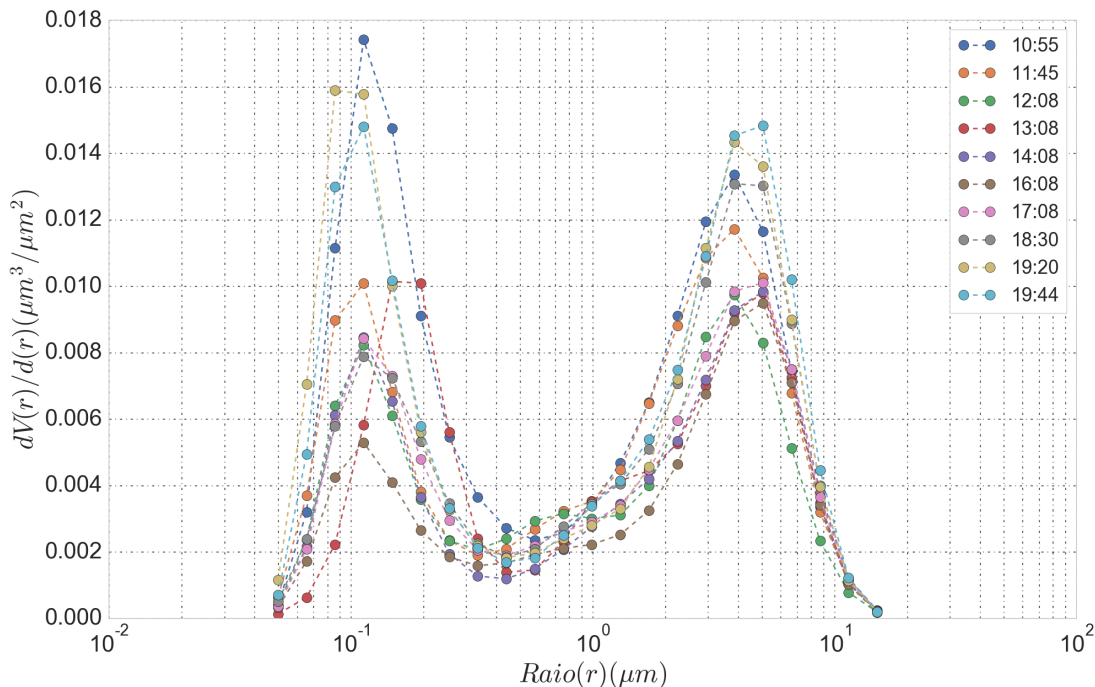
Período	Canal	$\beta$ ( $Mm^{-1}sr^{-1}$ )	$RR_{1064-355}$	$RR_{1064-532}$	$EA_{\beta,355/1064}$	$EA_{\beta,532/1064}$
$P_1$	355 nm	$0,2 \pm 0,3$	$0,4 \pm 1,4$	$6,9 \pm 57,8$	$1,0 \pm 0,8$	$0,7 \pm 1,3$
	532 nm	$0,1 \pm 0,2$				
	1064 nm	$0,1 \pm 0,1$				
$P_2$	355 nm	$0,2 \pm 0,2$	$0,1 \pm 3,1$	$0,2 \pm 5,7$	$0,8 \pm 1,0$	$0,4 \pm 1,6$
	532 nm	$0,1 \pm 0,1$				
	1064 nm	$0,1 \pm 0,1$				
$P_3$	355 nm	$0,2 \pm 0,4$	$-1,4 \pm 12,9$	$-0,6 \pm 14,3$	$1,1 \pm 1,0$	$0,6 \pm 1,7$
	532 nm	$0,2 \pm 0,2$				
	1064 nm	$0,1 \pm 0,1$				
$P_4$	355 nm	$0,5 \pm 0,6$	$0,1 \pm 6,0$	$-0,1 \pm 4,0$	$1,0 \pm 0,9$	$0,7 \pm 1,3$
	532 nm	$0,3 \pm 0,4$				
	1064 nm	$0,1 \pm 0,2$				
$P_5$	355 nm	$0,3 \pm 0,4$	$3,4 \pm 38,6$	$0,8 \pm 23,4$	$0,7 \pm 1,1$	$0,4 \pm 1,9$
	532 nm	$0,2 \pm 0,2$				
	1064 nm	$0,1 \pm 0,1$				
$P_6$	355 nm	$0,8 \pm 0,8$	$0,5 \pm 5,3$	$0,3 \pm 3,6$	$1,1 \pm 0,8$	$0,6 \pm 1,1$
	532 nm	$0,5 \pm 0,5$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,2$				

Fonte: próprio autor, 2021.

ter atingido a atmosfera sem interrupções ao longo do dia (ver Figura 26) provocando a dispersão dos aerossóis pelo aquecimento da superfície, não foi observado uma diminuição no sinal retroespalhado, isto indica que o material particulado dispersou-se verticalmente sem alterar a sua concentração ao longo da coluna.

O tamanho dos aerossóis pode ser analisado pelo expoente de Ångström relacionado ao retroespalhamento  $EA_{\beta,\lambda_1/\lambda_2}$ , onde  $\lambda_{1,2}$  refere-se aos comprimentos de onda elásticos 355, 532 e 1064 nm. O  $EA_{\beta,355/1064}$  relativo às duas faixas de altitude não mostrou uma variação significativa ao longo do dia, apresentando valores situados entre 0,7 e 1,1. De forma semelhante, o  $EA_{\beta,532/1064}$  não apresentou variação significativa em seus valores ao longo do dia, com valores situados entre 0,4 e 0,8, indicando a presença de partículas grandes de aerossóis.

A distribuição volumétrica de tamanho obtida dos dados recuperados do fotômetro solar da Aeronet, mostrada na Figura 28, revela dois picos intensos no intervalo entre 0,05 e 20  $\mu m$ , presentes em todas as medidas. Ocorre uma superposição de modos em ambos os picos da distribuição: modo fino com sedimentação no primeiro pico e sedimentação no segundo pico. Observa-se que as partículas com raios situados entre 0,05  $\mu m$  e 0,5  $\mu m$  e



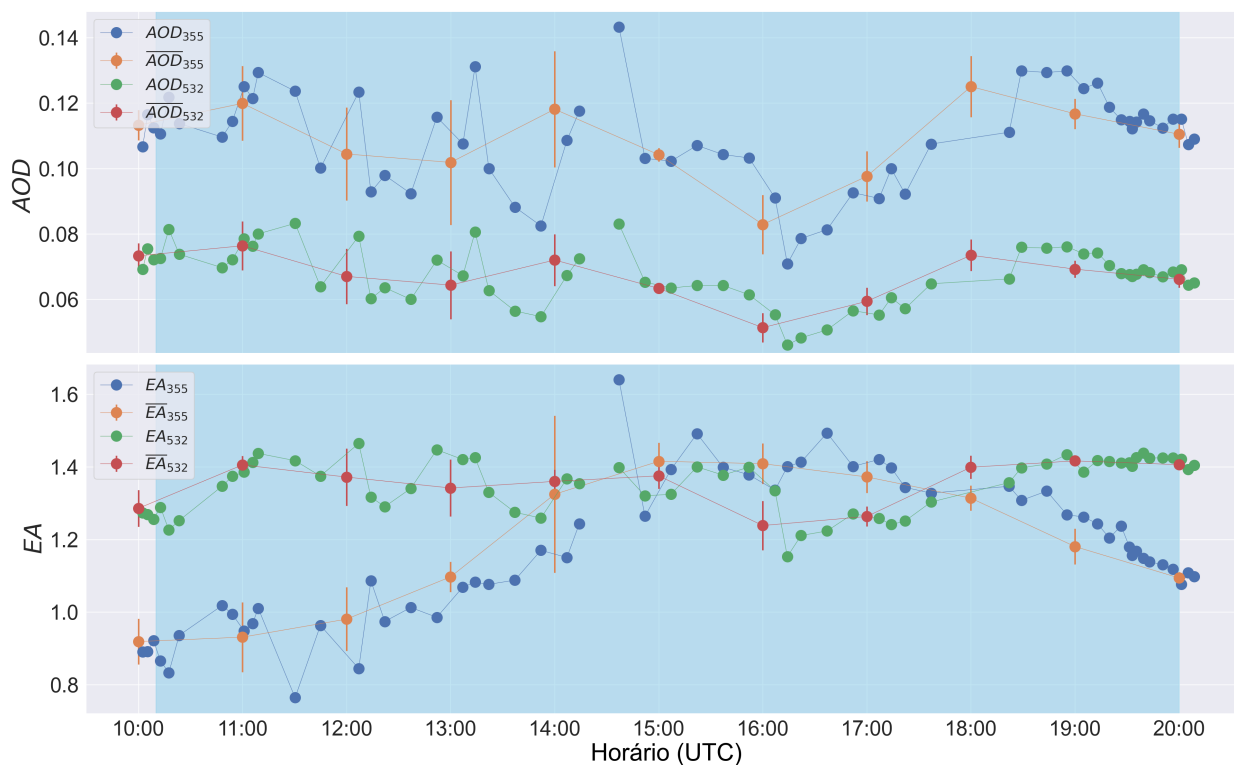
**Figura 28** – Distribuição volumétrica de tamanho  $dV(r)/dln(r)(\mu m^3/\mu m^2)$ , em função do raio das partículas de aerossol, nos vários horários de realização das medidas.

Fonte: próprio autor, 2021.

entre  $1,0 \mu m$  e  $10,0 \mu m$  tem maior probabilidade de retroespalhar a radiação, devido o seu maior número. O primeiro pico relacionado ao modo de sedimentação (partículas grossas) apresenta o maior valor da distribuição volumétrica ( $dV(r)/dln(r) \approx 0,017; \mu m^3/\mu m^2$  em um raio modal de  $r \approx 0,11 \mu m$  para  $r$  entre  $0,05 \mu m$  e  $0,5 \mu m$ . O segundo pico relacionado ao modo de partículas gigantes apresenta valor máximo  $\approx 0,016 \mu m^3/\mu m^2$  em  $r \approx 5,0 \mu m$  para  $r$  entre  $0,8 \mu m$  e  $11 \mu m$ . Os dois modos de tamanho permanecem em todas as medidas ocorrendo o aumento da intensidade da distribuição de tamanho nas medidas intermediárias com a prevalência do modo de sedimentação.

A evolução horária da AOD e EA, recuperadas da Aeronet para os comprimentos de onda 532 nm e 355 nm, pode ser observada na Figura 29, onde se nota que a AOD, para ambos os comprimento de onda, atinge o valor mínimo às 16:00 horas, horário no qual a distribuição de tamanho apresenta a menor intensidade relacionada às partículas finas. O EA se comporta de maneira distinta para os dois comprimentos de onda, enquanto o  $\overline{EA}_{532}$  apresenta valor constante entre 11:00 e 15:00 UTC decrescendo e retornando ao patamar de valor às 18:00 UTC e ficando constante até às 20:00 UTC, o  $\overline{EA}_{355}$  apresenta o menor valor ( $0,93 \pm 0,09$ ) às 11:00 UTC, aumentando continuamente até atingir o valor máximo de ( $1,42 \pm 0,05$ ) às 15:00





**Figura 29** – Valores horários e da média horária da AOD e EA recuperadas da Aeronet para os comprimentos de onda 532 nm e 355 nm. Dados para o dia 18/04/2019 entre 11:37 e 18:59 UTC (região destacada no gráfico).

Fonte: próprio autor, 2021.

UTC, decrescendo a partir deste horário até o valor  $(1,09 \pm 0,02)$ . Aumento no expoente de Ångström  $\overline{EA}_{355}$  indica a diminuição no tamanho das partículas nos respectivos horários de medida, o que pode ser observado na Figura 28, nos horários a partir das 17:00 UTC, onde se vê um aumento no pico relacionado ao modo de sedimentação. A Figura 28 mostra uma distribuição de tamanho típica de ambientes urbanos, com a predominância dos modos de sedimentação e modo de acumulação [Chen et al. 2014], com os aerossóis classificados como sendo do tipo urbano/antrópico.

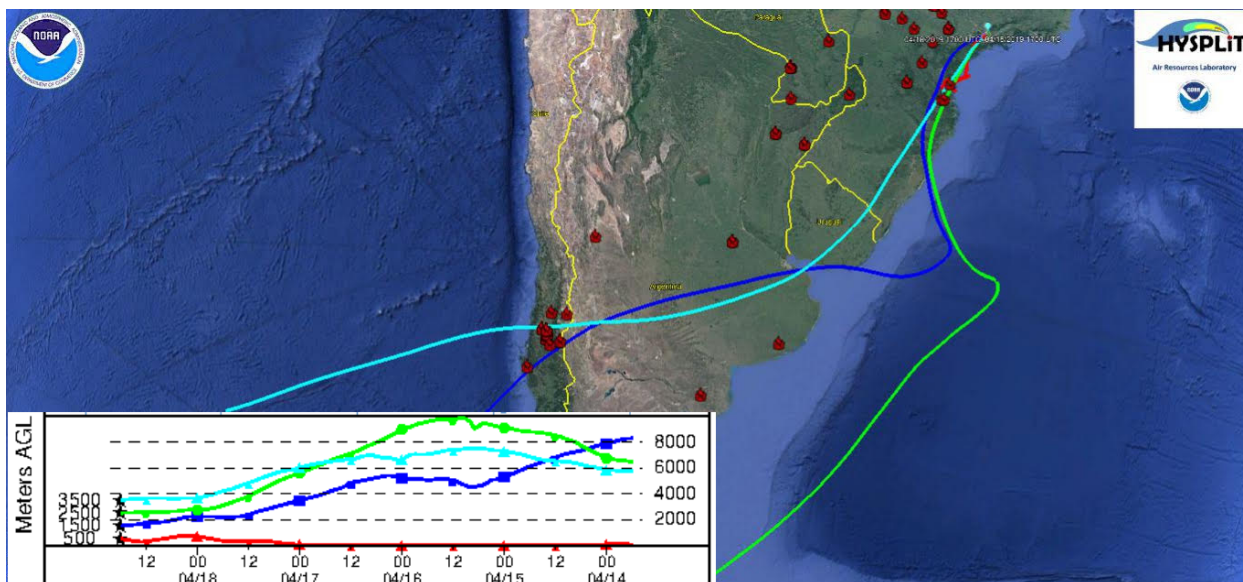
Os valores médios diários para a AOD e para o EA obtidos entre 11:37 e 18:59 UTC, interpolados dos dados da Aeronet para os comprimentos de onda 532 e 355 nm (Figura 29), foram respectivamente:  $\overline{AOD}_{532} = 0,06 \pm 0,01$  e  $\overline{EA}_{532} = 1,34 \pm 0,08$ ;  $\overline{AOD}_{355} = 0,10 \pm 0,02$  e  $\overline{EA}_{355} = 1,25 \pm 0,19$ . Os valores de AOD estão consideravelmente abaixo de 0,50 indicando uma atmosfera fracamente poluída, enquanto os valores médios de EA representam valores característicos de aerossóis de origem antrópica. Comparativamente com os valores médios da AOD e EA para os outonos de 2017, 2018 e 2019 (Tabela 9), este dia apresenta valores de AOD e EA abaixo dos valores médios para aquele triênio.

**Tabela 9** – Profundidade ótica do aerossol e expoente de Ångström médios, recuperados da Aeronet em 532 nm e 355 nm, para a estação do outono. Dados referentes aos anos 2017, 2018 e 2019.

Ano(Outono)	$AOD_{532}$	$EA_{532}$	$AOD_{355}$	$EA_{355}$
2017	$0,12 \pm 0,07$	$1,53 \pm 0,24$	$0,22 \pm 0,11$	$1,00 \pm 0,36$
2018	$0,16 \pm 0,10$	$1,51 \pm 0,18$	$0,27 \pm 0,16$	$1,22 \pm 0,24$
2019	$0,15 \pm 0,10$	$1,44 \pm 0,20$	$0,24 \pm 0,15$	$1,20 \pm 0,26$

Fonte: próprio autor, 2021.

A análise das retrotrajetórias para 5 dias (Figura 30), das massas de ar que chegaram na localização do sítio de estudo indicam transporte de longa distância para as massas de ar em níveis de altitude acima de 1500 m. As massas de ar a baixas altitudes, 500 m na Figura 30, estão relacionadas a material particulado de origem local. O  $\beta$  (Figura 7) não mostra contribuição significativa destas massas de ar mais elevadas para a carga de aerossóis no local de medida. Contudo, a distribuição volumétrica de tamanho indica dominância de partículas de aerossóis de tamanhos maiores.

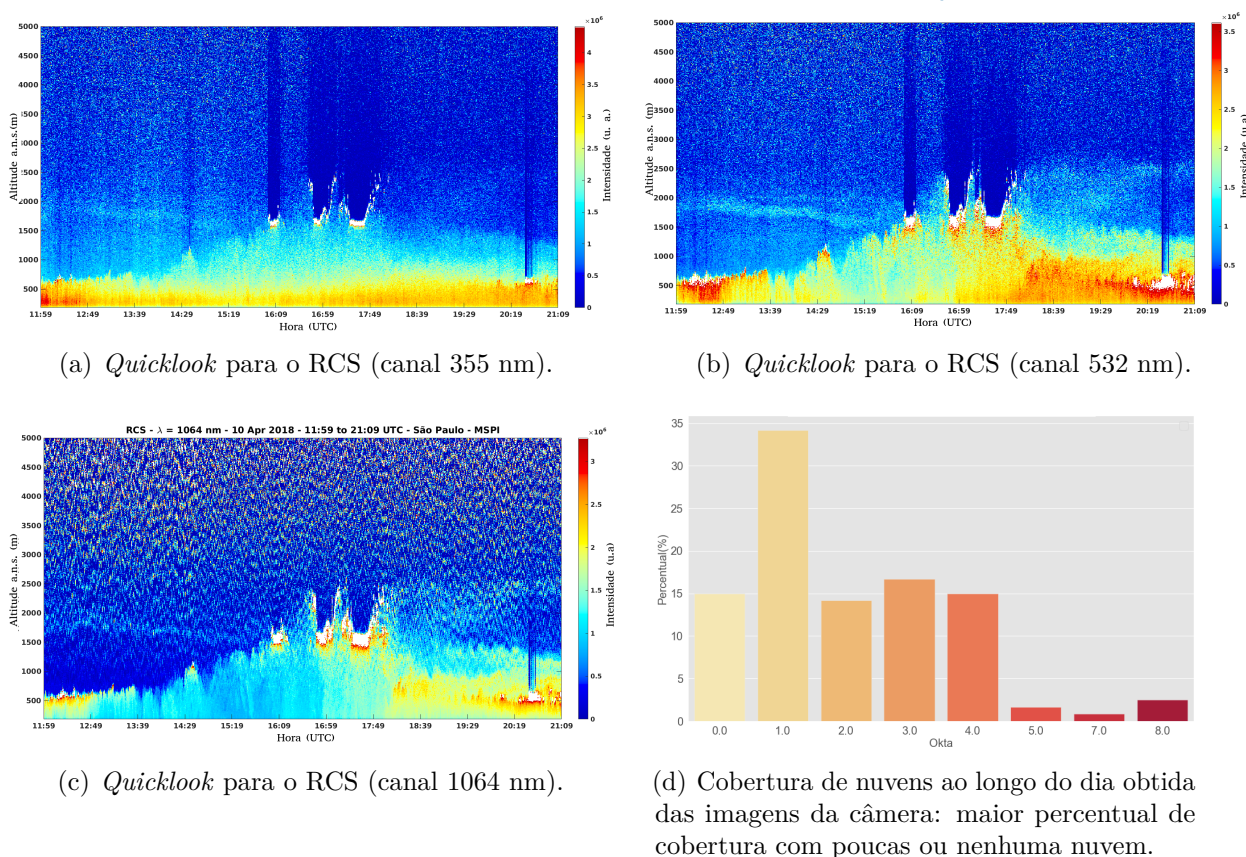


**Figura 30** – Retrotrajetórias de cinco dias chegando em São Paulo na localização do CELAP-IPEN com diferentes níveis de altitude, de 500 a 3500 m a.n.s, em 18 de abril de 2019 às 18:00 UTC. Retrotrajetórias obtidas por meio do modelo HYSPLIT, com o banco de dados GDAS. As linhas coloridas representam as retrotrajetórias das parcelas de ar que chegaram a São Paulo nas altitudes de 500, 2000, 3000 e 4000m respectivamente. Mapa gerado por meio do Google Earth.

Fonte: próprio autor, 2021.

## 6.5 Estudo de Caso: dia 10 de Abril de 2018

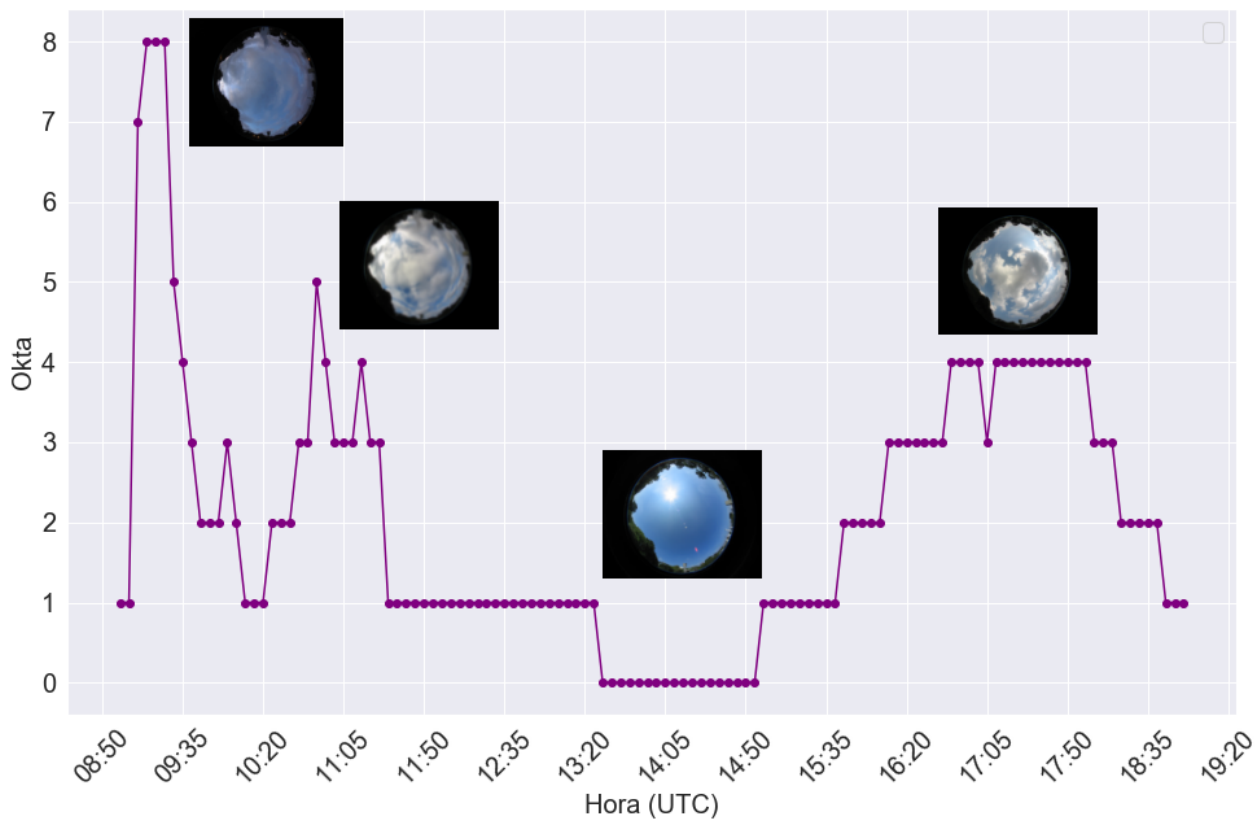
Como no caso anterior, a visualização das estruturas presentes na atmosfera pode ser feita por meio dos três canais elásticos. Usamos apenas o canal de comprimento de onda 532 nm pois este canal permite, mais facilmente, a identificação visual de estruturas relacionadas à presença de aerossóis.



**Figura 31** – Figuras (a), (b) e (c) são os *Quicklooks* para o RCS das medidas realizadas no dia 10/04/2018 e a Figura (d) mostra a cobertura de nuvens para o mesmo dia. Medidas realizadas entre 11:59 UTC e 21:09 UTC. O eixo vertical representa a altitude do sinal retroespalhado.

Fonte: próprio autor, 2020.

Na Figura 31(b), é possível identificar o desenvolvimento temporal e vertical da camada de aerossóis, começando em aproximadamente 500 m às 11:59 UTC, e atingindo a altitude de 2000 m aproximadamente, às 18:00 UTC. Nesse dia, observa-se a formação de nuvens espaçadas em intervalos de tempo que possibilitam a obtenção de informações sobre os aerossóis em suas proximidades, bem como uma distribuição vertical das nuvens entre 1500 e 2500 m a partir das 16:00 UTC.



**Figura 32** – Cobertura de nuvens (horária) para o dia 10/04/2018. Valores de okta superiores a 4 ocorrem fora dos horários de medidas realizadas com o lidar. Algumas nuvens interceptadas pelo laser são mostradas nos *quicklooks* da Figura 31.

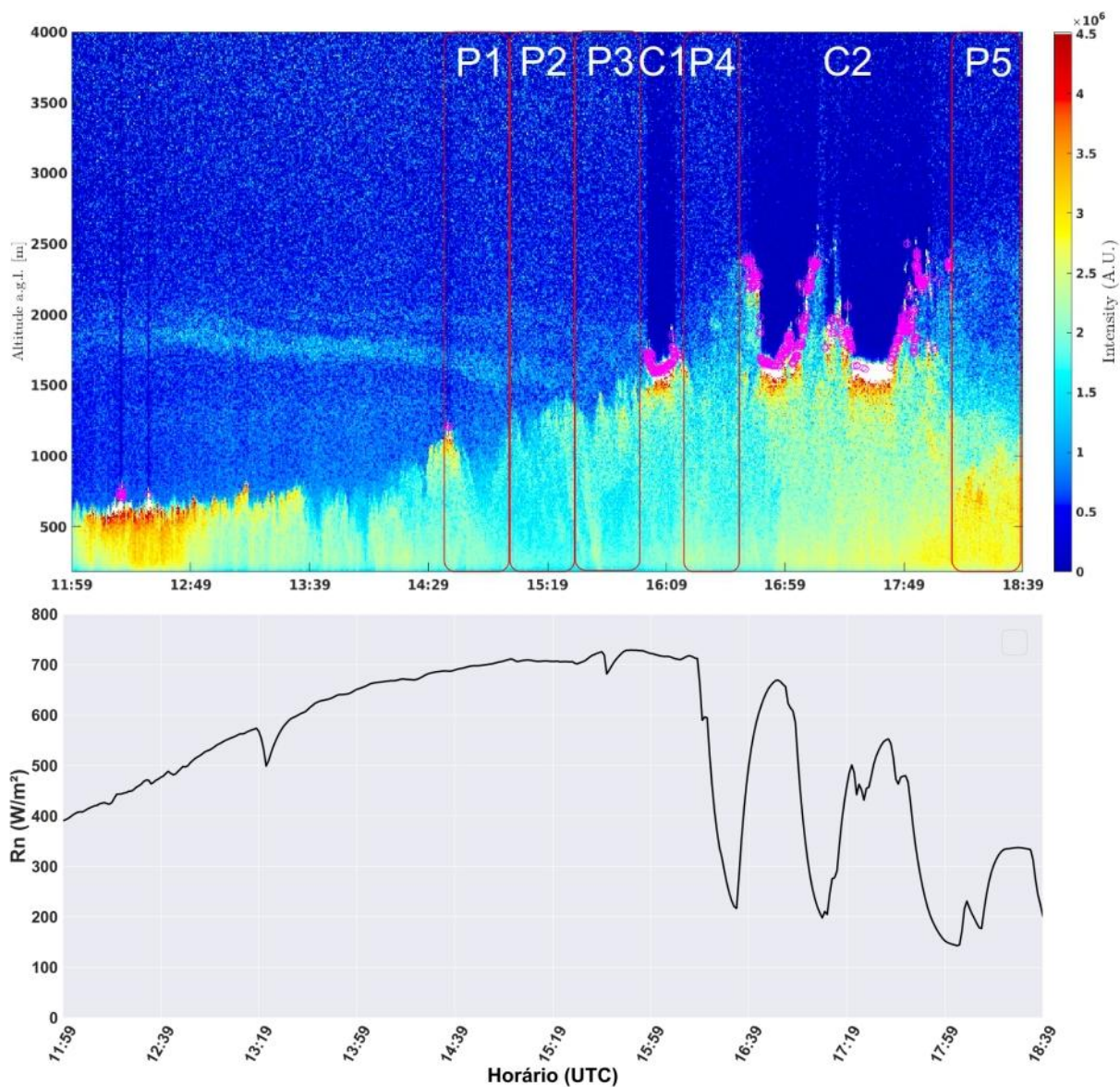
Fonte: próprio autor, 2020.

A cobertura de nuvens para o dia todo não foi alta, evidenciando a predominância de um céu com poucas ou nenhuma nuvem (valores de okta abaixo de 4), como mostra a Figura 31(d). A distribuição horária (Figura 32) da cobertura de nuvens mostra que a predominância de nuvens ocorreu antes das 11:00 UTC e após as 16:00 UTC.

Na Figura 33, estão destacados os períodos ( $P'_i$ s) escolhidos para este dia. Também estão destacadas as regiões com nuvens  $C'_i$  (não são usadas durante os cálculos de inversão). Neste dia, foi possível analisar três períodos imediatamente antes da formação do primeiro campo de nuvens  $C_1$ , e após este campo de nuvens, temos mais dois períodos "livres" de nuvens. Os intervalos de tempo relacionados aos períodos  $P'_i$ s foram usados para obtenção das propriedades microfísicas dos aerossóis.

Na parte inferior da Figura 33 está representada a radiação líquida ( $R_n$ ), estimada a partir da irradiância solar global ( $R_{sd}$ ) medida pelo piranômetro. As reduções acentuadas no sinal na radiação líquida ao longo do dia estão em concordância com a presença de nuvens detectadas pelo lidar e pela câmera (Figura 32). A intensidade da redução em  $R_n$  está





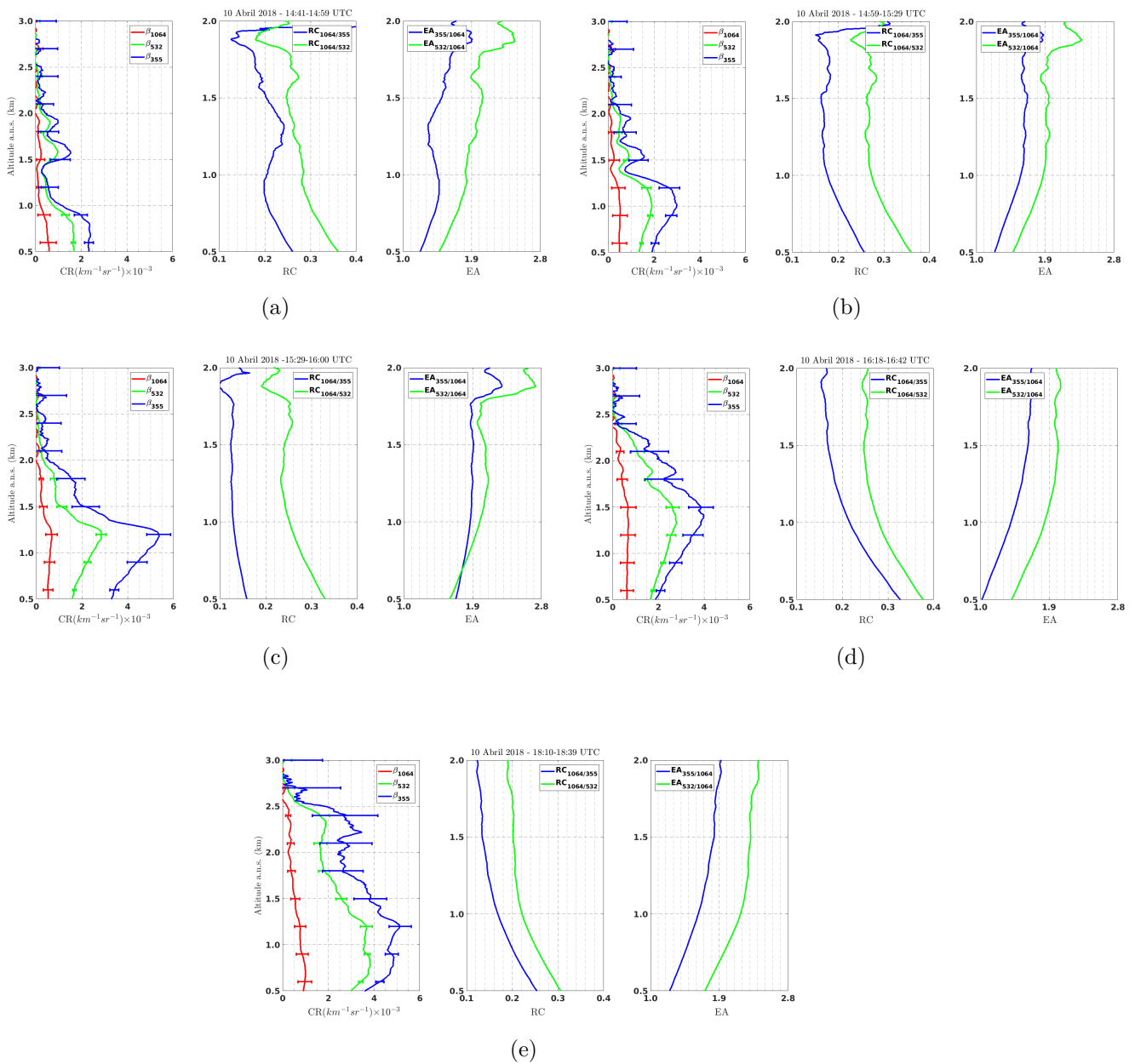
**Figura 33** – Medidas de RCS em 532 nm recuperadas pelo lidar no dia 10/04/2018, mostrando a altitude das nuvens (círculos rosa), regiões com nuvens ( $C'_i$ s) e regiões sem nuvens ( $P'_i$ s). Na parte inferior, o perfil de radiação bloqueada pelas nuvens, recuperado pelo piranômetro.

Fonte: próprio autor, 2020.

diretamente relacionada a espessura ótica da nuvem.

Reduções acentuadas observadas às 16:39 UTC e 17:19 UTC coincidem com as nuvens detectadas pelo lidar, enquanto que a redução observada às 17:59 UTC não foi detectada pelo lidar. Esta última redução na intensidade da radiação às 17:59 UTC, deve-se a nuvens fora da trajetória do feixe laser, mas situadas dentro do campo de visão do piranômetro.

Os perfis de retroespalhamento, assim como o expoente de Ångström e a razão de



**Figura 34** – Figuras (a-e) coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento (1064 nm/355 nm e 1064 nm/532 nm), e expoente de Ångström (355 nm/1064 nm e 532 nm/1064 nm), recuperados no dia 10 de abril, para os três comprimentos de onda elásticos: 355 nm, 532 nm e 1064 nm.

Fonte: próprio autor, 2021.

retroespalhamento medidos no dia 10 de abril de 2018, são mostrados nas Figuras 34(a)-34(e). As Figuras 34(a) (período  $P_1$ )-34(e) (período  $P_5$ ) mostram as propriedades ópticas dos aerossóis, observadas no dia 10 de abril de 2018 entre 14:41 UTC e 18:42 UTC. Os perfis

lidar (coeficiente de retroespalhamento) recuperados entre 14:41 e 14:59 UTC (Figura 34(a)) indicam a presença de uma intensa primeira camada ( $\beta_{355}$ ) de aerossóis, notadamente de material particulado pequeno, em altitudes da ordem de 750 m, diminuindo até alcançar um valor mínimo a 1400 m. Com o aumento da altitude, observa-se outras camadas de aerossóis com picos nas altitudes de 1600 m, 1900 m, 2250 m e 2500 m. O mesmo padrão de camadas de aerossóis, em intensidades menores, é observado nos perfis de retroespalhamento para os canais 532 nm e 1064 nm.

**Tabela 10** – Valores médios do coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento, expoente de Ångström relacionados ao retroespalhamento ( $EA_{\beta, \lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitudes compreendidas entre 300 m e 2700 m, para o dia 10 de abril 2018.

Período	Canal	$\beta$ ( $Mm^{-1}sr^{-1}$ )	$RR_{1064-355}$	$RR_{1064-532}$	$EA_{\beta, 355/1064}$	$EA_{\beta, 532/1064}$
$P_1$	355 nm	$0,1 \pm 0,1$	$0,3 \pm 1,0$	$-1,0 \pm 16,0$	$1,3 \pm 0,6$	$1,7 \pm 0,9$
	532 nm	$0,7 \pm 0,6$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,2$				
$P_2$	355 nm	$1,3 \pm 0,9$	$0,2 \pm 0,6$	$0,1 \pm 3,4$	$1,5 \pm 0,6$	$1,7 \pm 1,0$
	532 nm	$0,9 \pm 0,7$				
	1064 nm	$0,3 \pm 0,2$				
$P_3$	355 nm	$2,4 \pm 1,7$	$0,1 \pm 1,0$	$0,3 \pm 1,2$	$1,8 \pm 0,6$	$1,8 \pm 1,0$
	532 nm	$1,2 \pm 0,9$				
	1064 nm	$0,3 \pm 0,2$				
$P_4$	355 nm	$2,2 \pm 1,2$	$0,2 \pm 0,6$	$0,1 \pm 1,1$	$1,5 \pm 0,5$	$1,8 \pm 0,7$
	532 nm	$1,6 \pm 0,8$				
	1064 nm	$0,5 \pm 0,2$				
$P_5$	355 nm	$3,4 \pm 1,2$	$0,2 \pm 0,1$	$0,2 \pm 0,1$	$1,7 \pm 0,4$	$2,2 \pm 0,6$
	532 nm	$2,4 \pm 1,0$				
	1064 nm	$0,6 \pm 0,3$				

Fonte: próprio autor, 2021.

A evolução temporal dos coeficientes de retroespalhamento  $\beta_{1064}$  e  $\beta_{532}$  para os períodos  $P_1$  a  $P_5$  na altitude de 1000 m, mostra o aumento na intensidade e na largura vertical do sinal retroespalhado. Observa-se um aumento menor no sinal restroespalhado  $\beta_{355}$  que manteve-se praticamente constante após o período  $P_1$ . Tanto o  $EA_{\beta, 355/1064}$  quanto o  $EA_{\beta, 532/1064}$  apresentam um aumento nos seus valores com a altitude, entre os períodos  $P_1$  e  $P_3$ , sendo este aumento mais acentuado no  $EA_{\beta, 355/1064}$ .

Os três períodos iniciais, sem nuvens interceptadas pelo lidar, mostram uma pluma de aerossóis entre 1500m e 2000 m, os valores contidos nas Tabelas 10 estão relacionados a uma mesma faixa de altitude, 300 m a 2700 m, enquanto os valores obtidos na Tabela 11 foram obtidos para intervalos de altitude variáveis.

O  $EA_{\beta,355/1064}$  variou entre 1,3 e 1,7 e o  $EA_{\beta,532/1064}$  variou entre 1,7 e 2,2, para o intervalo de altitude entre 300 e 2700 m, no entanto, ambos os expoentes apresentam o seu maior valor no período final de medida ( $P_5$ ). O  $EA_{\beta,355/1064}$  aumentou ao longo dos períodos  $P_1$  até o período  $P_3$ . A mesma variação foi observada nos expoentes de Ångström, para o intervalo de altitude onde estavam situadas as nuvens (Tabela 11), sendo mais acentuada para o  $EA_{\beta,355/1064}$ .

**Tabela 11** – Valores médios do coeficiente de retroespalhamento, razão de retroespalhamento, expoente de Ångström, relacionado ao retroespalhamento ( $EA_{\beta,\lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitudes compreendidas entre 500 m e 3000 m, de acordo com cada período, para o dia 10 de abril 2018.

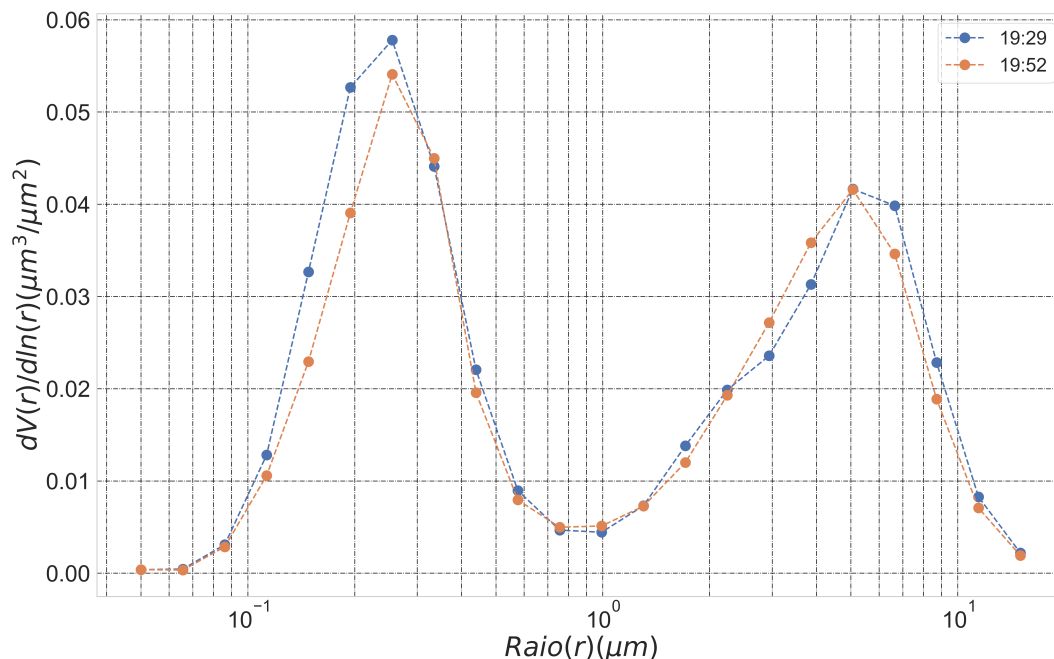
Período	Canal	CR ( $Mm^{-1}sr^{-1}$ )	$RR_{1064-355}$	$RR_{1064-532}$	$EA_{\beta,355/1064}$	$EA_{\beta,532/1064}$
$P_1$ 800-1500	355 nm	$1,0 \pm 0,7$	$0,22 \pm 0,05$	$0,28 \pm 0,04$	$1,4 \pm 0,2$	$1,9 \pm 0,2$
	532 nm	$0,7 \pm 0,4$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,1$				
$P_2$ 1100-1500	355 nm	$1,8 \pm 0,8$	$0,17 \pm 0,02$	$0,27 \pm 0,03$	$1,6 \pm 0,1$	$1,9 \pm 0,2$
	532 nm	$1,1 \pm 0,5$				
	1064 nm	$0,3 \pm 0,1$				
$P_3$ 1200-1500	355 nm	$4 \pm 1$	$0,13 \pm 0,01$	$0,24 \pm 0,02$	$1,9 \pm 0,1$	$2,1 \pm 0,1$
	532 nm	$2,0 \pm 0,6$				
	1064 nm	$0,5 \pm 0,1$				
$P_4$ 1300-1800	355 nm	$3,4 \pm 0,5$	$0,17 \pm 0,01$	$0,25 \pm 0,01$	$1,6 \pm 0,1$	$2,0 \pm 0,1$
	532 nm	$2,3 \pm 0,4$				
	1064 nm	$0,6 \pm 0,1$				
$P_5$ 1300-1800	355 nm	$3,7 \pm 0,5$	$0,14 \pm 0,01$	$0,20 \pm 0,01$	$1,8 \pm 0,1$	$2,3 \pm 0,1$
	532 nm	$2,5 \pm 0,3$				
	1064 nm	$0,5 \pm 0,1$				

Fonte: próprio autor, 2021.

As médias diárias obtidas para a AOD e para o EA entre 14:30 e 18:59 UTC, interpoladas a partir dos dados da Aeronet, para os comprimentos de onda 355 e 532 nm (Figura 36), foram  $\overline{AOD}_{532} = (0,27 \pm 0,03)$  e  $\overline{EA}_{532} = (1,64 \pm 0,02)$ ;  $\overline{AOD}_{355} = (0,49 \pm 0,05)$  e  $\overline{EA}_{355} = (1,28 \pm 0,04)$ , com valores máximos  $AOD_{532} = 0,38$  e  $AOD_{355} = 0,68$  e  $EA_{532} = 1,66$ ,  $EA_{355} = 1,33$ . Os valores altos de EA em 355nm e 532 nm mostram a predominância de material particulado do modo fino.

Os valores de AOD estão acima dos valores recuperados da Aeronet para o dia 18/04/2019, indicando uma atmosfera com quantidade maior de material particulado. Isto pode ser notado diretamente por meio dos valores recuperados do CR para o dia 10/04/2019, quando comparados com os valores recuperados do  $\beta$  para o dia 18/04/2019. Este dia apresenta valores elevados de AOD e EA, em relação aos valores médios da AOD e EA para os outonos de 2017,





**Figura 35** – Distribuição volumétrica de tamanho  $dV(r)/dln(r)(\mu m^3/\mu m^2)$ , em função do raio do aerossol nos vários horários de realização das medidas.

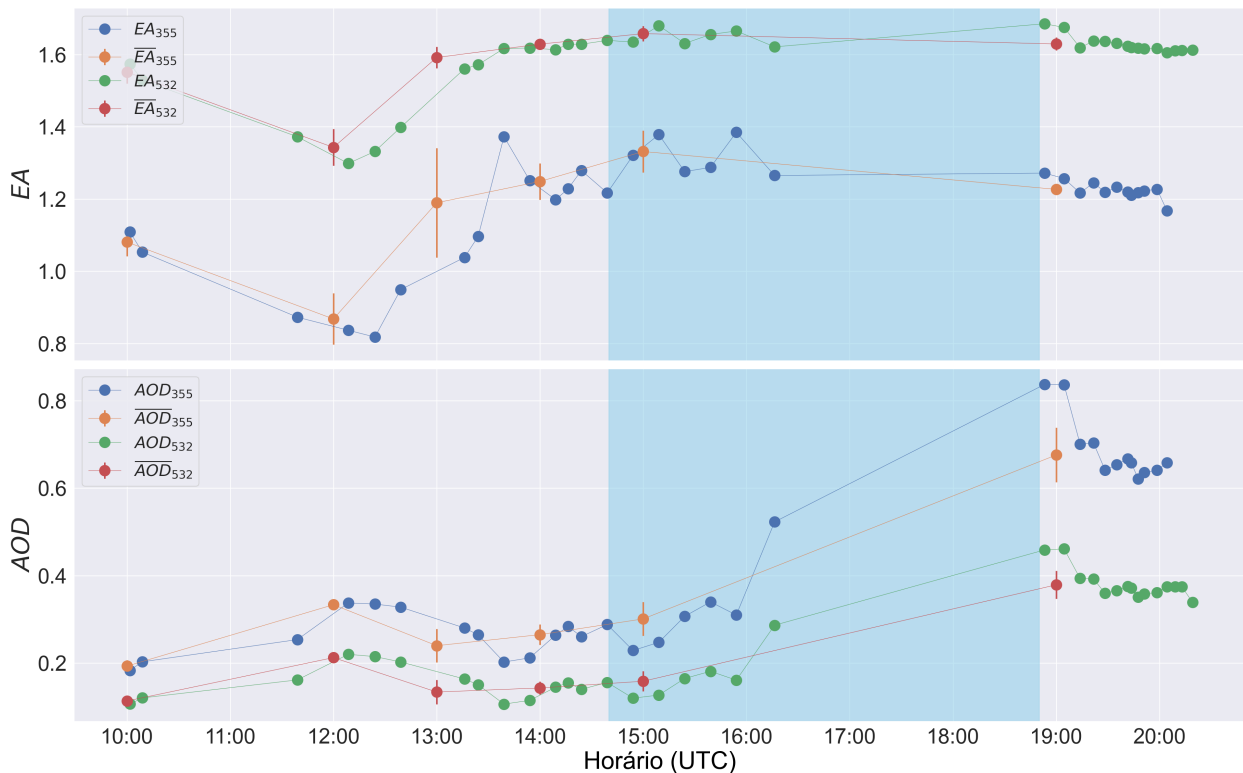
Fonte: próprio autor, 2021.

2018 e 2019 (Tabela 9). Note-se que todos os valores de  $\overline{AOD}$ , principalmente nas proximidades das nuvens, são maiores para comprimento de onda menor, o que segundo [Marshak et al. 2008] se deve ao realce do espalhamento Rayleigh nas proximidades da nuvem.

A distribuição volumétrica de tamanho, obtida por meio dos dados recuperados do fotômetro solar da Aeronet, e mostrada na Figura 35, consiste em uma distribuição bi-modal com uma dominância de material particulado do modo fino. O maior valor da distribuição volumétrica ( $dV(r)/dln(r)$ ) para partículas finas foi  $\approx 0,058 \mu m^3/\mu m^2$ , e o raio modal foi  $r \approx 0,25 \mu m$  para o raio variando de  $0,05 \mu m$  a  $0,8 \mu m$ . A contribuição do modo de sedimentação foi um pouco menor  $dV(r)/dln(r) \approx 0,042 \mu m^3/\mu m^2$ , e o raio modal foi  $r \approx 5,1 \mu m$  para o raio variando entre  $1,0 \mu m$  e  $1,3 \mu m$ .

O  $\beta$  para este dia ( Figura 34) mostra alguns picos em diferentes altitudes, indicando a presença de camadas de aerossóis que penetram nos intervalos de medidas  $P_1$ ,  $P_2$  e  $P_3$ . Por meio do modelo de retrotrajetórias HYSPLIT, pôde-se investigar a origem desses aerossóis transportados para a região de São Paulo.

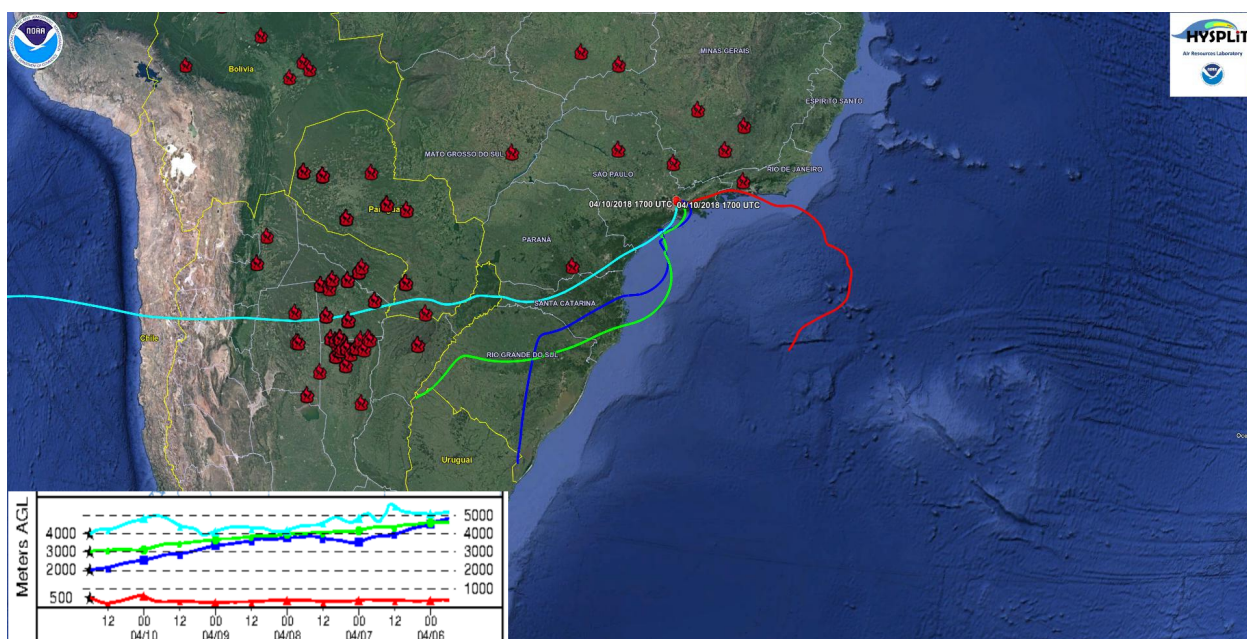
Retrotrajetórias de dias (120 horas), para as camadas de ar partindo das coordenadas de São Paulo, foram calculadas usando o banco de dados GDAS1, para diferentes altitudes



**Figura 36** – Valores horários e da média horária da AOD e EA recuperadas da Aeronet. Comprimentos de onda interpolados 532 nm e 355 nm durante dia 10/04/2018, entre 14:41 e 18:42 UTC (região destacada no gráfico).

Fonte: próprio autor, 2021.

no intervalo de 500 e 3500 m a.n.s. (acima do nível do solo). As retrotrajetórias observadas na Figura 37 começaram no dia 10 de abril de 2018 às 18:00 UTC, com plumas entre 500 e 4000 m de altitude, originadas do oeste e do sul da América do Sul, passando por focos de incêndios localizados na Argentina, conforme reportado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE ([2021]) para este dia. A contribuição significativa proveniente das massas de ar mais elevadas, reforça a contribuição local para a carga de aerossóis na atmosfera para este dia.

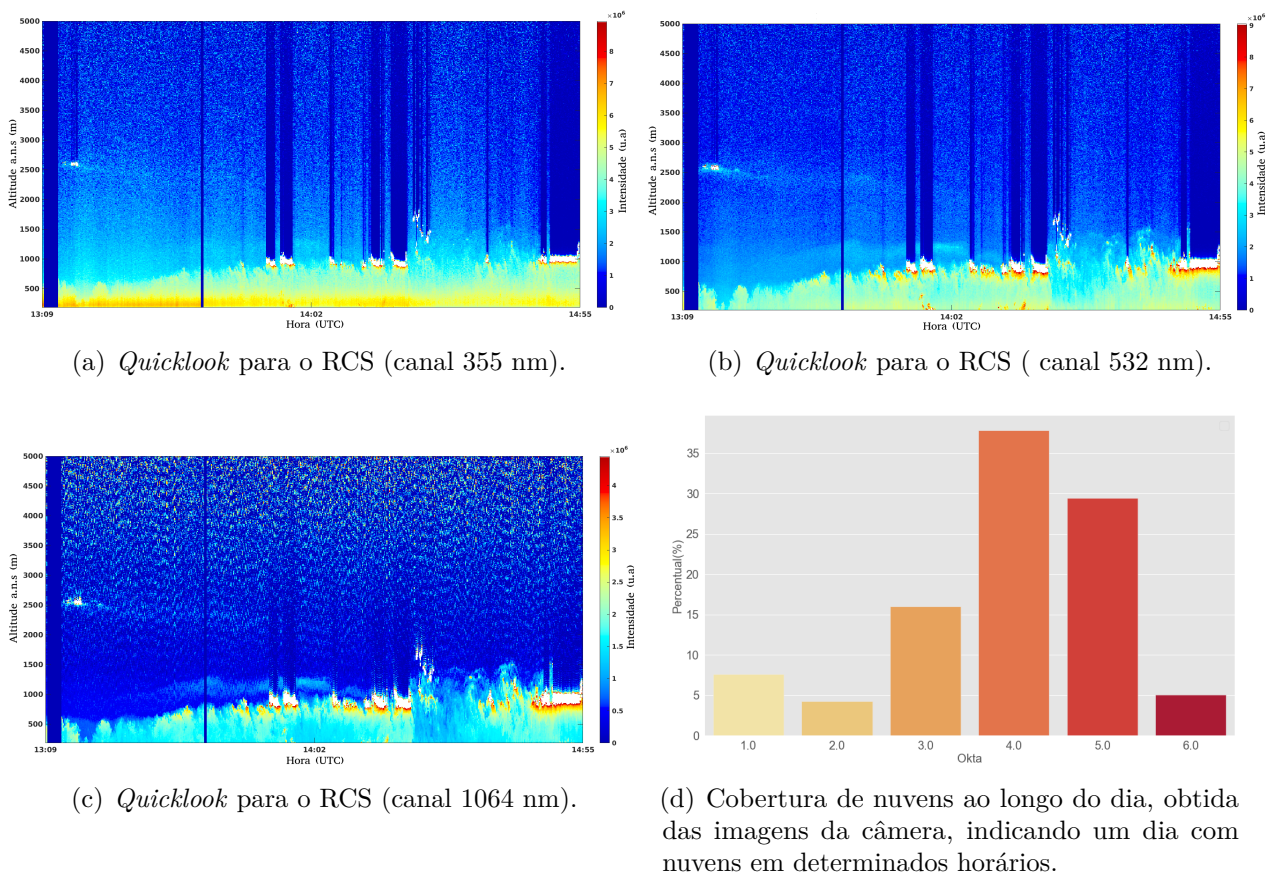


**Figura 37** – Retrotrajetórias de cinco dias chegando em São Paulo na localização do CELAP-IPEN com diferentes níveis de altitude, de 500 a 3500 m a.n.s, em 10 de abril de 2018 às 18:00 UTC. Retrotrajetórias obtidas por meio do modelo HYSPLIT com o banco de dados GDAS. Marcações em vermelho representam focos de incêndios detectados pelo satélite AQUA. As linhas coloridas representam as retrotrajetórias das parcelas de ar que chegaram a São Paulo nas altitudes de 500, 2000, 3000 e 4000m respectivamente. Mapa gerado por meio do Google Earth.

Fonte: próprio autor, 2021.

## 6.6 Estudo de Caso: dia 14 de Maio de 2019

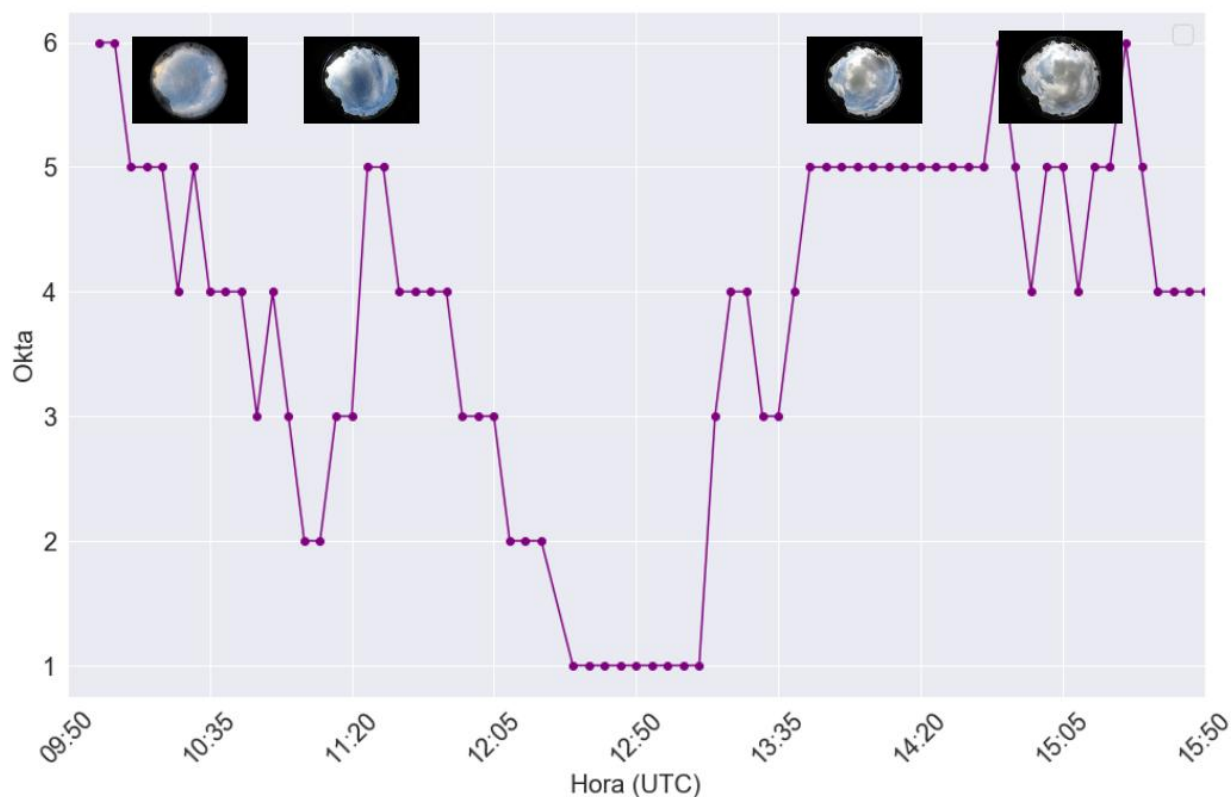
Neste estudo de caso, a aquisição de dados pelo lidar foi realizada entre 13:09 UTC e 14:55 UTC. As Figuras 38(a-d) mostram a evolução temporal da camada limite e a evolução temporal e espacial do RCS, recuperado para os canais 355 nm, 532 nm, 1064 nm. A Figura 38(d) mostra a cobertura de nuvens ao longo do tempo de realização das medidas, as regiões livres de nuvens e regiões nubladas.



**Figura 38** – Figuras (a), (b) e (c) são os *Quicklooks* para o RCS das medidas realizadas no dia 14/05/2019 e a Figura (d) mostra a cobertura de nuvens para o mesmo dia. Medidas realizadas entre 13:09 UTC e 14:55 UTC. O eixo vertical representa a altitude do sinal retroespalhado entre 380 e 5000 m.

Fonte: próprio autor, 2021.

Esse dia apresentou nuvens baixas, com altitude um pouco inferior a 1000 m ao longo do intervalo de tempo de realização das medidas com o lidar. A cobertura de nuvens, Figura 38(d), variou entre céu limpo e céu nublado, com valores de okta superiores a 4. Estes valores ocorreram durante a manhã e à tarde, como pode ser visto na Figura 39, englobando parte das medidas realizadas com o lidar.



**Figura 39** – Cobertura de nuvens (horária) para o dia 14/05/2019, valores de okta superiores a 4 ocorreram fora dos horários de medidas realizadas com o lidar, algumas nuvens interceptadas pelo laser são mostradas nos *quicklooks*.

Fonte: próprio autor, 2021.

A Figura 40 mostra as cinco regiões  $P'_i$ s identificadas como livres de nuvens (retângulos vermelhos), selecionadas para se obter os parâmetros microfísicos dos aerossóis, e três regiões contendo nuvens, identificadas por  $C_i$ .

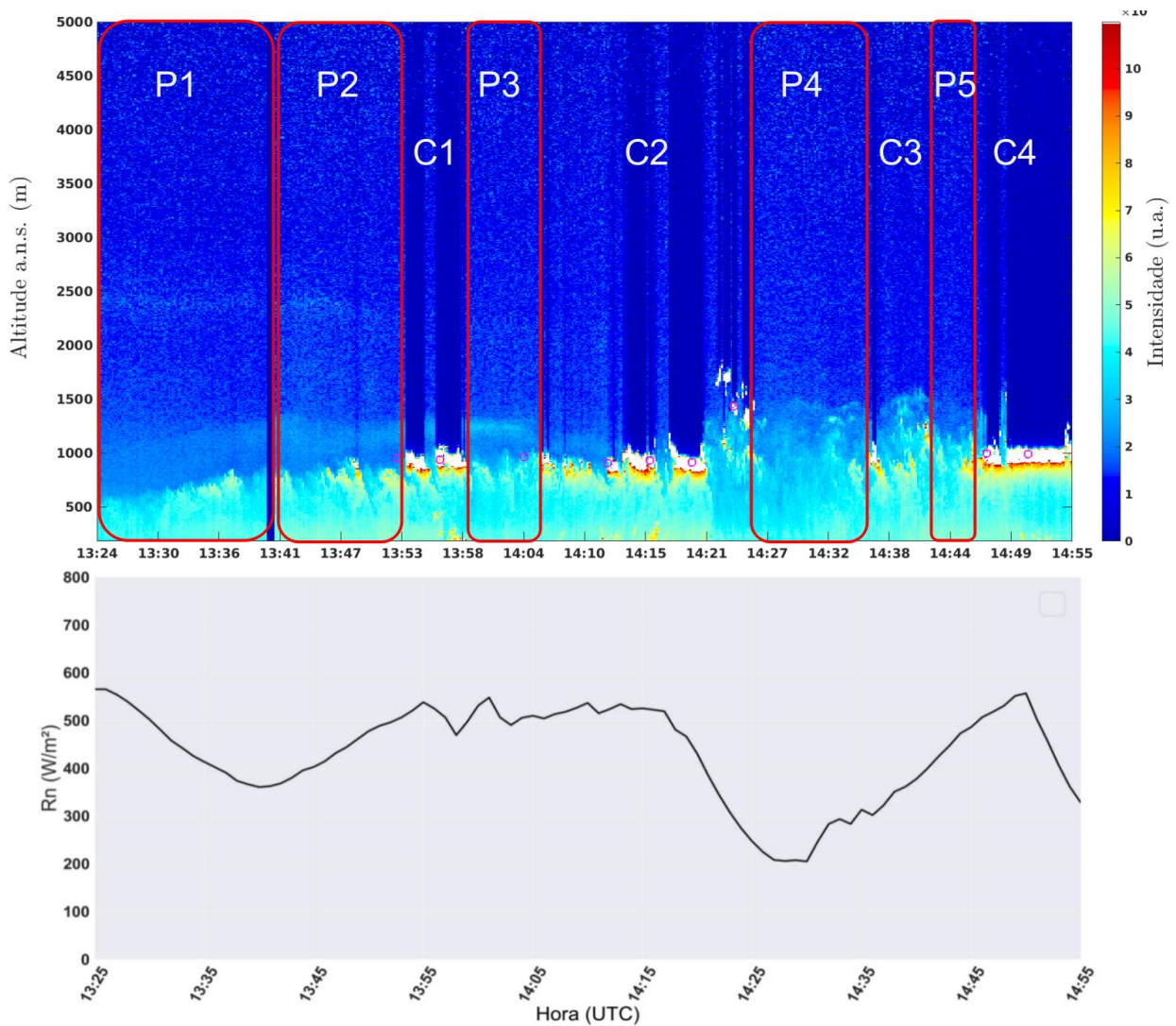
O modelo sazonal aplicado aos dados do piranômetro é mostrado na parte inferior da Figura 40. Os "vales" observados no perfil do piranômetro, sem correspondentes às medidas observadas no RCS realizadas pelo lidar, devem-se ao maior campo de visão do piranômetro, em relação ao campo de visão do lidar.

A intensidade média da radiação medida pelo piranômetro é mostrada na Tabela 12, onde observa-se que, no período  $P_5$ , houve um aumento na intensidade da radiação medida pelo piranômetro apesar, de uma elevada cobertura de nuvens.

Os coeficientes de retroespalhamento para o canal 532 nm, o AE e a RR para os comprimentos de onda 355, 532 e 1064 nm estão apresentados na Figura 41(a-f) mostra, para regiões sem nuvens em função da altitude.

Os perfis lidar (coeficiente de retroespalhamento) recuperados entre 13:24 e 14:45 UTC





**Figura 40** – Medidas de RCS em 532 nm recuperadas pelo lidar no dia 14/05/2019. Regiões sem nuvens ( $P_i$ 's) e com nuvens ( $C_i$ 's). Na parte inferior, o perfil de radiação bloqueada pelas nuvens, recuperada das medidas realizadas com o piranômetro.

Fonte: próprio autor, 2020.

mostram a presença de uma camada de aerossóis, limitada entre 500 m e 1500 m, com um  $\beta_{355}$ , relacionado ao comprimento de  $\lambda = 355 \text{ nm}$  mais intenso, indicando uma maior eficiência no sinal retroespalhado relacionado a partículas com tamanho característico da ordem deste comprimento de onda. O mesmo padrão de camadas de aerossóis, em intensidades menores, é observado nos perfis de retroespalhamento para os canais 532 nm e 1064 nm.

A evolução temporal do  $\beta$  mostra um pico um pouco acima de 1000 m, que se mantém aproximadamente na mesma altitude em todos os períodos, e aumenta em intensidade no Período  $P_5$ . Um segundo pico, em torno de 2500 m, é observado no dois períodos iniciais.

**Tabela 12** – Intensidade da radiação para os períodos escolhidos para o dia 14/05/2019.

Período	Valor médio da intensidade da radiação ( $W/m^2$ )
$P_1$	$389 \pm 74$
$P_2$	$504 \pm 45$
$P_3$	$492 \pm 128$
$P_4$	$309 \pm 115$
$P_5$	$572 \pm 32$

Fonte: próprio autor, 2021.

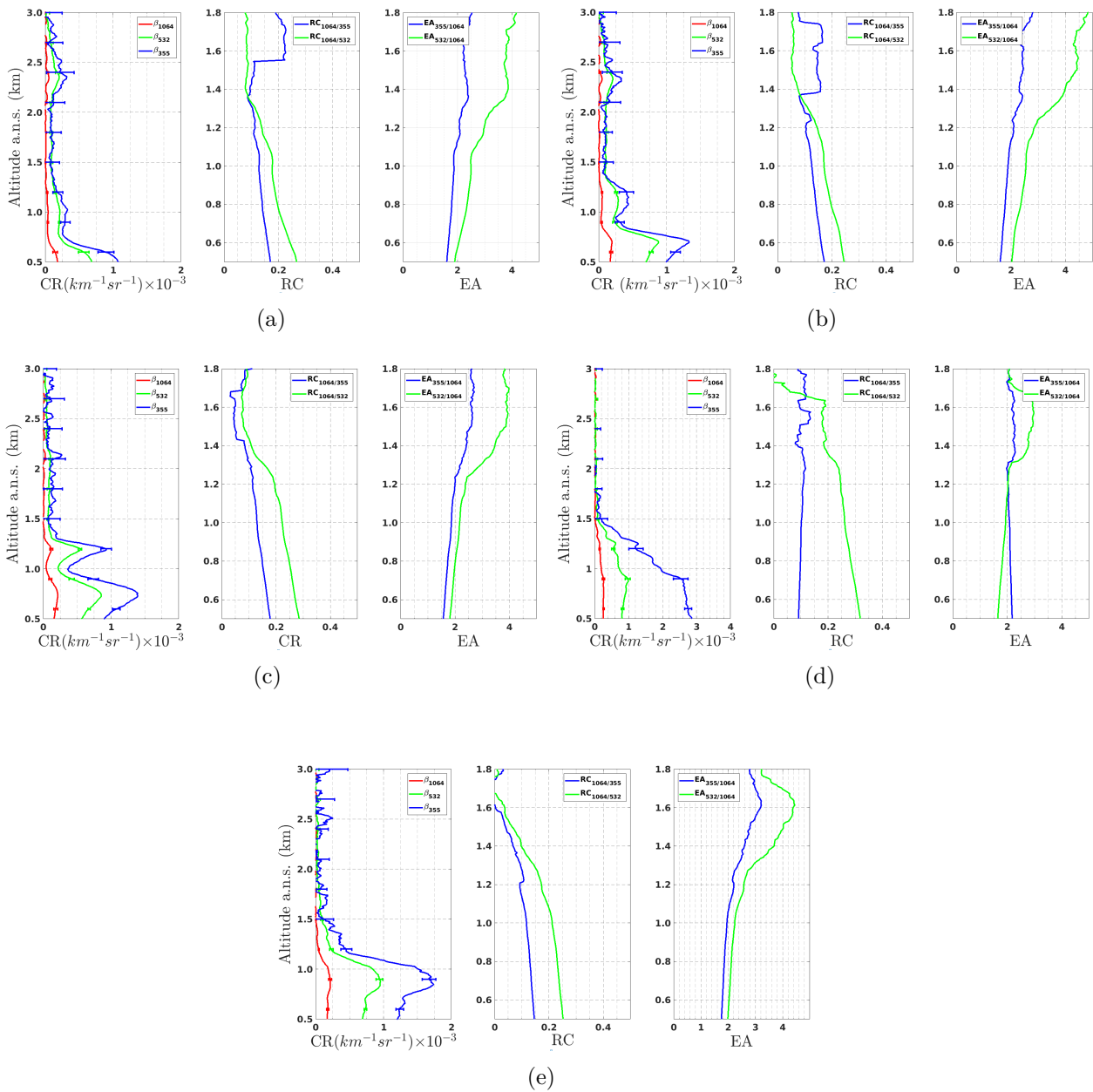
O sinal retroespalhado  $EA_{\beta,355/1064}$  apresenta valores praticamente constantes entre 1200 e 1800 m, nos quatro primeiros períodos, mostrando um pequeno aumento no período  $P_5$ , na altitude de 1600 m. O sinal retroespalhado  $EA_{\beta,532/1064}$  apresenta um aumento acentuado a partir de 1300 m em todos os períodos, com valor máximo um pouco acima de 4 no período  $P_5$ .

A partir dos valores de  $\beta$  para os comprimentos de onda, utilizou-se a faixa de altitude entre 500 m a 1500 m em todos os períodos para a obtenção dos valores médios do  $\beta$ ,  $RR_{\beta,\lambda_2/\lambda_1}$  e do  $EA_{\beta,\lambda_1/\lambda_2}$  na região que engloba as nuvens, pois observa-se pouca variação na altitude das mesmas. Foi incluída, na análise, a pluma de aerossóis presente em torno de 1000 m, notada nos três períodos iniciais. A origem desta pluma será descrita mais adiante.

O  $EA_{\beta,355/1064}$ , relativo à faixa de altitudes mencionada anteriormente, variou entre 1,9 e 2,1, alcançando o valor mínimo de 1,5 e valor máximo 2,7 ao longo do dia. O  $EA_{\beta,532/1064}$  variou entre 2,0 e 2,8, atingindo o valor mínimo de 1,0 e valor máximo de 3,7. A  $RR_{\beta,1064/532}$  apresentou uma variação maior, quando comparada com a  $RR_{\beta,1064/355}$ , aumentando de  $0,16 \pm 0,06$  para  $0,21 \pm 0,07$  e depois para  $0,26 \pm 0,05$ . Os três períodos entre nuvens,  $P_3$ - $P_5$ , apresentam  $RR_{\beta,1064/532}$  maior quando comparados com os períodos  $P_1$  e  $P_2$ .

Observa-se duas plumas de aerossóis acima de 900 m responsáveis pelo picos no sinal lidar retroespalhado, que também estão visíveis nos *quicklooks*. Elas estão situadas, respectivamente, em torno de 1000 m e um pouco abaixo de 2500 m. A primeira pluma foi incluída na faixa de altitude para obtenção dos parâmetros microfísicos, como já mencionado. Ela se estende por todos os períodos analisados. As origens mais prováveis das plumas de aerossóis foram obtidas por meio do cálculo das retrotrajetórias que chegaram em São Paulo utilizando modelo HYSPLIT. Retrotrajetórias para 5 dias (120 horas) das camadas de ar partindo das coordenadas de São Paulo, foram calculadas usando o banco de dados GDAS1, para diferentes altitudes no intervalo de 500 a 3500 m a.n.s.

As retrotrajetórias mais elevadas, observadas na Figura 42 e relacionadas ao transporte



**Figura 41** – Figuras (a-e)  $\beta$ , RR (1064 nm/355 nm e 1064 nm/532 nm), e EA (355 nm/1064 nm e 532 nm/1064 nm), recuperados no dia 14 de maio de 2019, para os três comprimentos de onda elásticos: 355 nm, 532 nm, e 1064 nm.

Fonte: próprio autor, 2021.

de longa distância, começaram no dia 14/05/2019 às 18:00 UTC, com plumas entre 2500 e 3500 m de altitude. Tais plumas são originadas do oeste do Brasil (Mato Grosso) e do oeste da América do Sul, passando por alguns focos de incêndios localizados na Bolívia, conforme reportado pelo INPE - para este dia [ 2021]. As plumas mais próximas à superfície



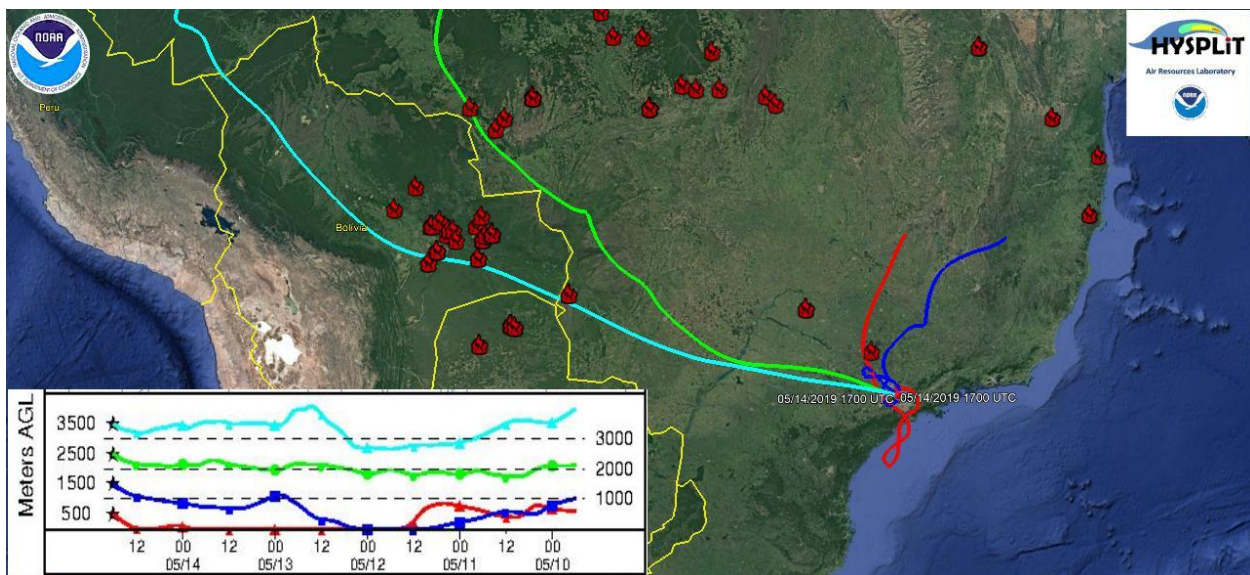
**Tabela 13** – Valores médios do  $\beta$ , da RR, do EA relacionados ao retroespalhamento ( $EA_{\beta, \lambda_1/\lambda_2}$ ). Valores obtidos para altitudes compreendida entre 500 m e 1500 m, para todos os períodos do dia 14 de maio 2019.

Período	Canal	$\beta$ ( $Mm^{-1}sr^{-1}$ )	$RR_{1064-355}$	$RR_{1064-532}$	$EA_{\beta, 355/1064}$	$EA_{\beta, 532/1064}$
$P_1$ 500-1500	355 nm	$0,7 \pm 0,5$	$0,13 \pm 0,05$	$0,17 \pm 0,07$	$1,9 \pm 0,4$	$2,7 \pm 0,7$
	532 nm	$0,5 \pm 0,3$				
	1064 nm	$0,1 \pm 0,1$				
$P_2$ 500-1500	355 nm	$1,1 \pm 0,8$	$0,12 \pm 0,09$	$0,16 \pm 0,06$	$1,9 \pm 0,5$	$2,8 \pm 0,9$
	532 nm	$0,8 \pm 0,5$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,1$				
$P_3$ 500-1500	355 nm	$1,4 \pm 0,9$	$0,13 \pm 0,05$	$0,21 \pm 0,07$	$1,9 \pm 0,5$	$2,4 \pm 0,8$
	532 nm	$0,9 \pm 0,5$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,1$				
$P_4$ 500-1500	355 nm	$1,8 \pm 0,9$	$0,10 \pm 0,03$	$0,26 \pm 0,05$	$2,1 \pm 0,6$	$2,0 \pm 1,0$
	532 nm	$0,7 \pm 0,3$				
	1064 nm	$0,18 \pm 0,01$				
$P_5$ 500-1500	355 nm	$2,0 \pm 1,1$	$0,11 \pm 0,06$	$0,19 \pm 0,06$	$2,1 \pm 0,4$	$2,4 \pm 0,6$
	532 nm	$1,1 \pm 0,6$				
	1064 nm	$0,2 \pm 0,1$				

Fonte: próprio autor, 2021.

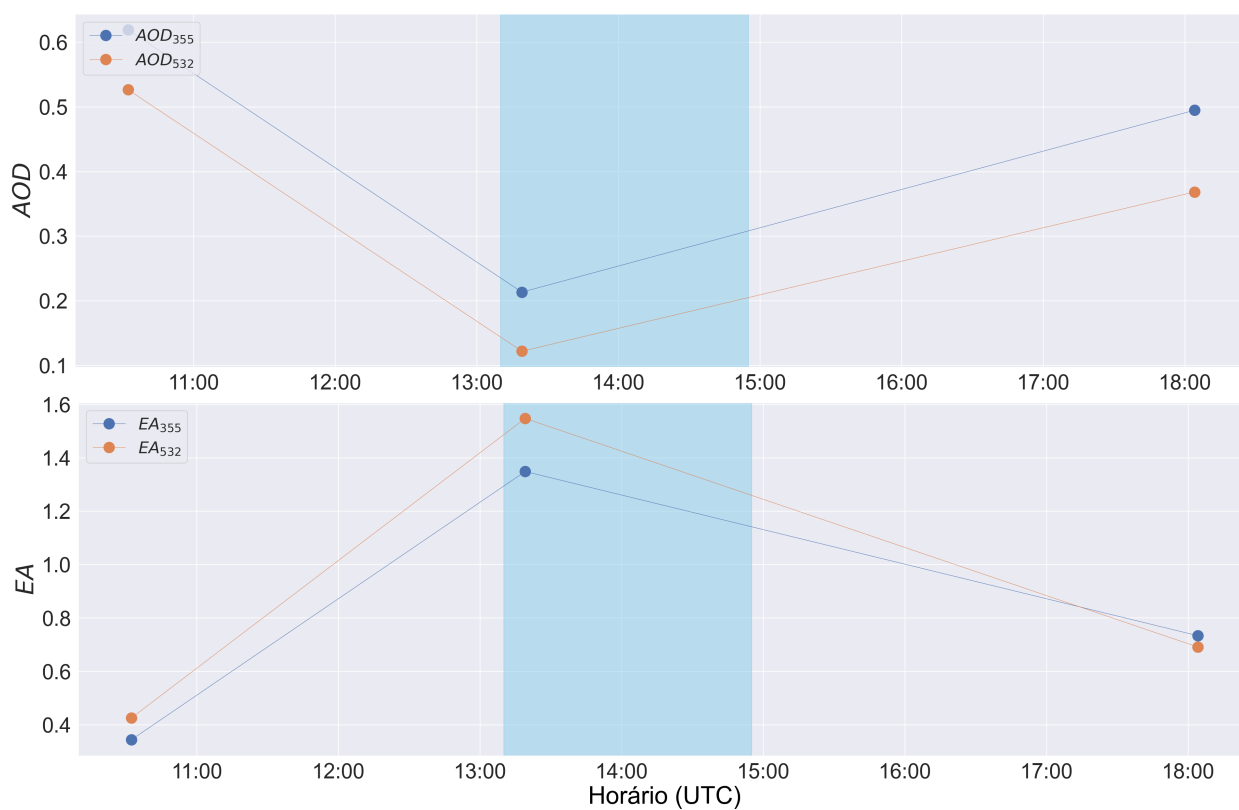
começaram no dia 14/04/2019 às 18:00 UTC e chegaram em São Paulo nas altitudes de 500 m e 1500 m, provenientes do sul do estado de Minas Gerais. Elas estão na faixa de altitude das nuvens observadas, sendo incluídas na faixa de altitude para obtenção dos parâmetros da Tabela 13.

Os dados do fotômetro solar para este dia mostraram-se escassos, não permitindo a obtenção e o levantamento da distribuição volumétrica de tamanho, bem como dos valores médios para a AOD e para o EA, como pode ser visto na Figura 43.



**Figura 42** – Retrotrajetórias de cinco dias chegando em São Paulo na localização do CELAP-IPEN com diferentes níveis de altitude, de 500 a 3500 m a.n.s., em 14 de maio de 2019 às 18:00 UTC. Retrotrajetórias obtidas por meio do modelo HYSPLIT com o banco de dados GDAS. Marcações em vermelho representam focos de incêndio detectados pelo satélite AQUA. As linhas coloridas representam as retrotrajetórias das parcelas de ar que chegaram a São Paulo nas altitudes de 500, 1500, 2500 e 3500 m, respectivamente. Mapa gerado por meio do Google Earth.

Fonte: próprio autor, 2021.

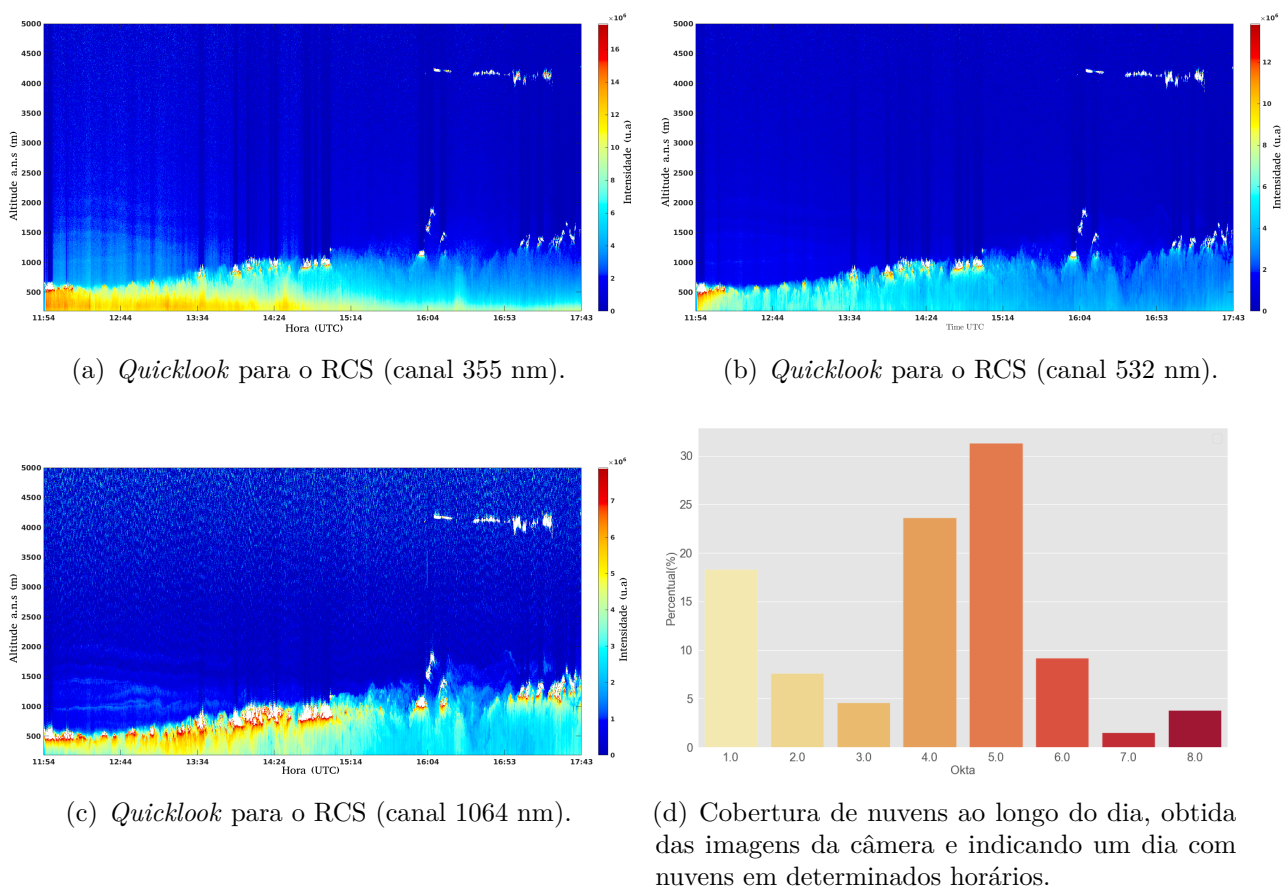


**Figura 43** – Valores horários da AOD e do EA, recuperados da Aeronet, para os comprimentos de onda 532 nm e 355 nm, durante o dia 14/05/2019, entre 13:10 e 14:45 UTC (região destacada no gráfico).

Fonte: próprio autor, 2021.

## 6.7 Estudo de Caso: dia 25 de Abril de 2019

As medidas realizadas com o lidar ocorreram entre 11:54 UTC e 17:43 UTC. A Figura 44 mostra a evolução temporal e vertical da CLP por meio do RCS, recuperado para os canais 355 nm, 532 nm, 1064 nm, e a cobertura de nuvens ao longo do dia, englobando o horário de medidas com lidar. Para este dia, observa-se uma estrutura de nuvens similar a estrutura observada para o dia 10/04/2018, onde ocorre o aumento da altitude da camada de nuvens com o tempo.

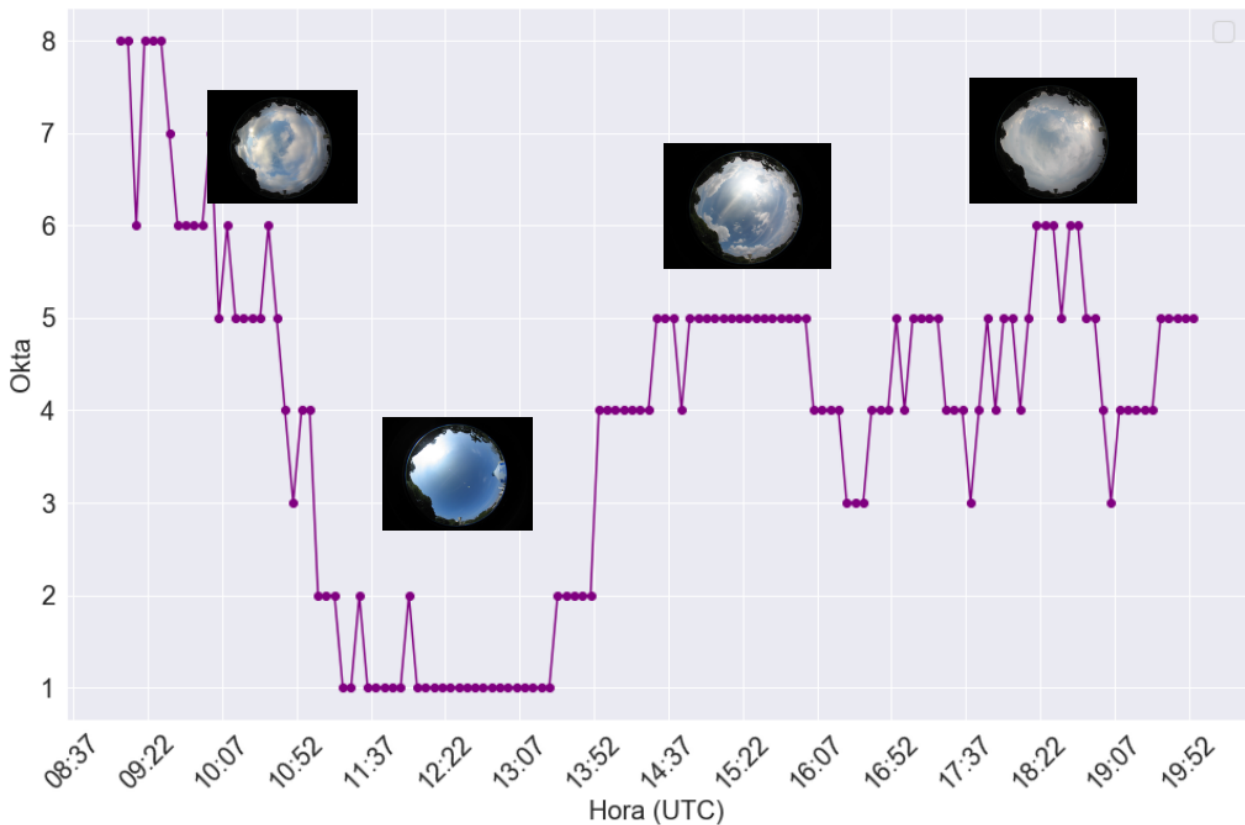


**Figura 44** – Figuras (a), (b) e (c) são os *Quicklooks* para o RCS das medidas realizadas no dia 25/04/2019. A Figura (d) mostra a cobertura de nuvens para o mesmo dia. Medidas realizadas entre 11:54 UTC e 17:43 UTC. O eixo vertical representa a altitude do sinal retroespalhado entre 380 e 5000 m.

Fonte: próprio autor, 2021.

Neste dia, observam-se as primeiras nuvens no caminho do feixe laser do lidar inicialmente às 13:34 UTC. A partir daí, outras nuvens foram interceptadas pelo feixe laser, em uma sequência de regiões com nuvens e sem nuvens. Nas figuras 44(a) e (c), pode-se observar plumas de aerossóis entre 1000 m e 2000 m de altitude.

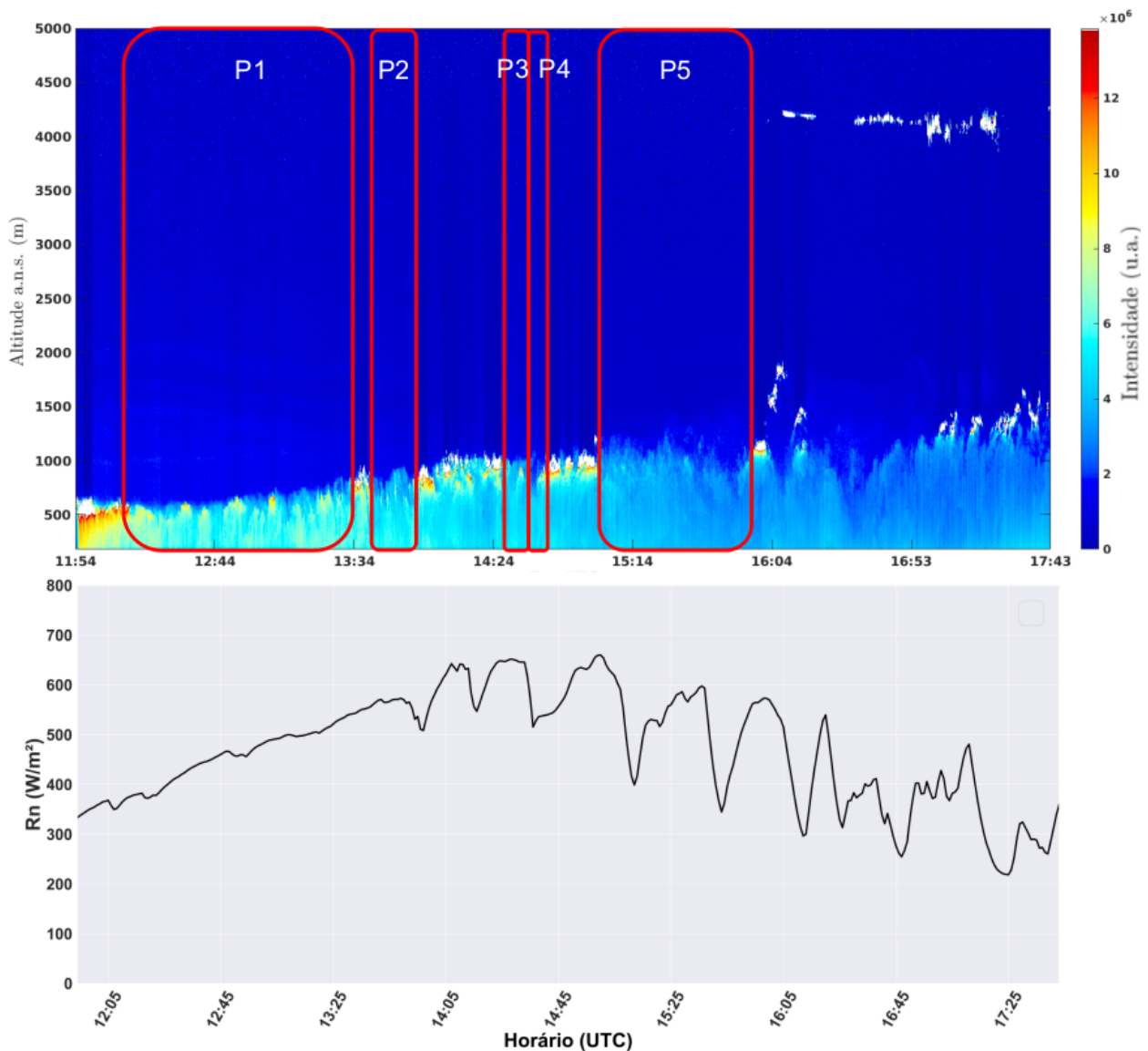
A cobertura de nuvens variou ao longo do dia, atingindo valores elevados de cobertura de nuvens (okta = 8), durante o início do dia, e valores de cobertura abaixo de 6 para a maioria dos horários nos quais se realizou medidas com o lidar. Na Figura 46, estão destacados os



**Figura 45** – Cobertura de nuvens horária para o dia 25/04/2019, valores de okta abaixo de 6 ocorreram durante os horários de medidas realizadas com o lidar, algumas nuvens interceptadas pelo laser são mostradas nos *quicklooks*.

Fonte: próprio autor, 2021.

cinco períodos ( $P'_i$ s) escolhidos para este dia, sendo os períodos  $P_3$  e  $P_4$  contíguos. No entanto, mas um está próximo à nuvem que já passou e o seguinte está próximo à nuvem que está se aproximando. Os intervalos de tempo relacionados aos períodos ( $P'_i$ s) foram usados para obtenção das propriedades microfísicas dos aerossóis, antes e após a passagem das nuvens. Na parte inferior da Figura 46 está representada a radiação líquida ( $R_n$ ), estimada a partir da irradiância solar global ( $R_{sd}$ ), recuperada das medidas realizadas pelo piranômetro. As reduções acentuadas no sinal na radiação líquida ao longo do dia estão em concordância com a presença de nuvens interceptadas pelo feixe do lidar e pela câmera (Figura 45). A intensidade da redução em  $R_n$ , com valor máximo um pouco inferior ao valor máximo do dia 18/04/2019, está diretamente relacionada à espessura óptica da nuvem.



**Figura 46** – Medidas de RCS em 532 nm, recuperadas pelo lidar no dia 25/04/2019. Regiões sem nuvens ( $P'_i$ s) e com nuvens ( $C'_i$ s). Na parte inferior, o perfil de radiação bloqueada pelas nuvens, recuperada das medidas realizadas com o piranômetro. Apenas os dados referentes às regiões sem nuvens são usados para calcular os parâmetros dos aerossóis.

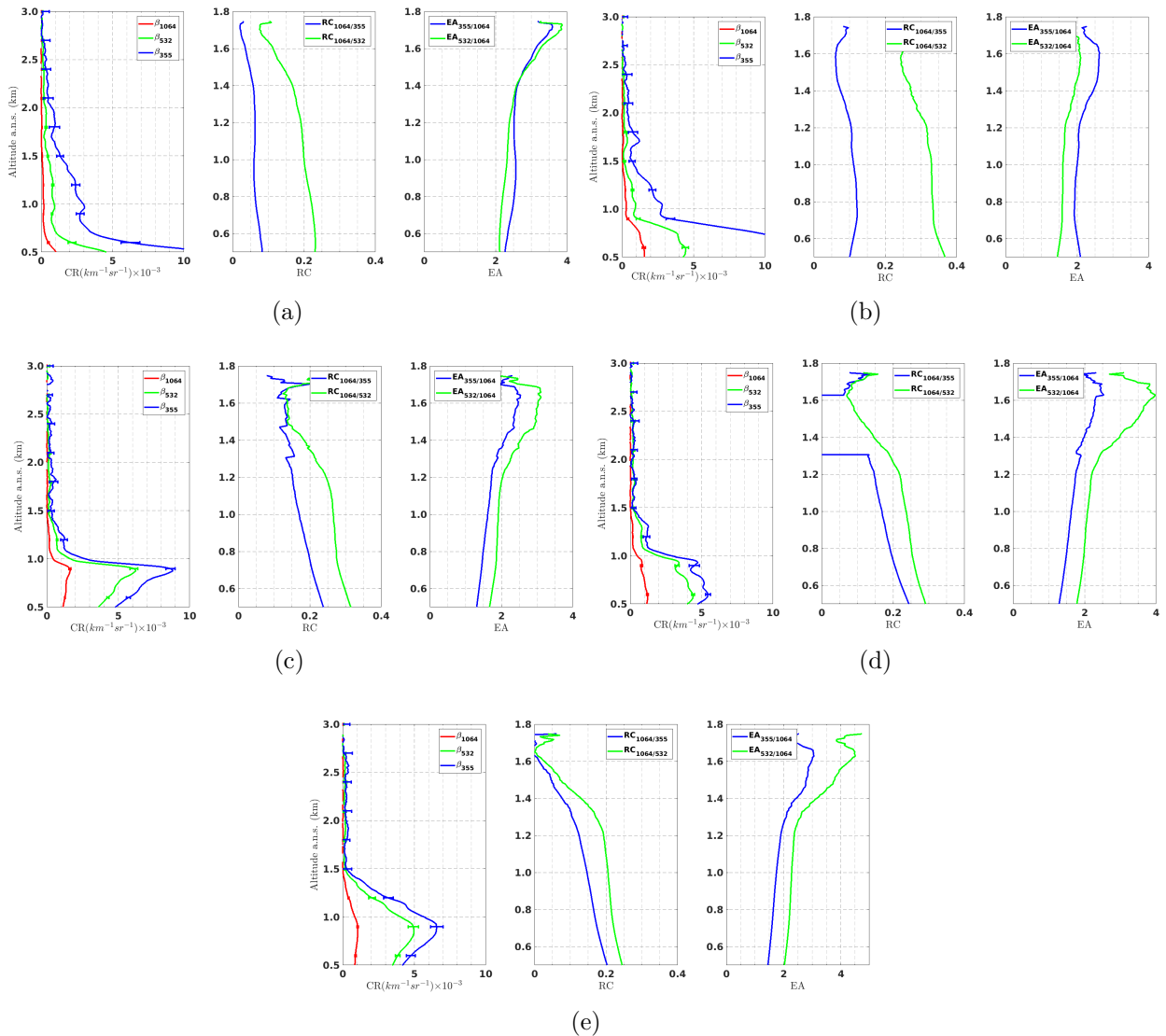
Fonte: próprio autor, 2021.

Os perfis de retroespalhamento para os cinco períodos, bem como o EA e a RC calculados para este dia, a partir das medidas recuperadas do lidar, estão na Figura 47, para uma altitude máxima de 3000 m a.n.s., entre 12:13 UTC e 15:56 UTC.

Observa-se que os coeficientes de retroespalhamento apresentam um pico em torno de 1700 m, notadamente para  $\lambda = 355 \text{ nm}$ , que se mantém em todos os períodos com intensidade decrescente. A faixa de altitudes selecionada para se obter os parâmetros microfísicos dos



aerossóis em cada período variou, devido ao aumento em altitude das nuvens e das plumas de aerossóis observadas nos *quicklooks*, e nos valores médios para os  $\beta$ 's nos períodos. O intervalo em altitude engloba a região na qual se observam as nuvens tendo como limite superior o primeiro mínimo do  $\beta$  de cada período, de modo a diminuir a influência das plumas de aerossóis observadas. Valores médios para o  $\beta$ , RC e EA, entre 500 m e 1500 m, obtidas para os comprimentos de onda 355 nm, 532 nm e 1064 nm, são mostradas na Tabela 14.



**Figura 47** – Figuras (a-e) mostram o  $\beta$ , a RR (1064 nm/355 nm e 1064 nm/532 nm) e o EA (355 nm/1064 nm e 532 nm/1064 nm). Tdos recuperados no dia 25 de abril de 2019, para os três comprimentos de onda elásticos: 355 nm, 532 nm e 1064 nm.

Fonte: próprio autor, 2021.

Considerando os valores de  $EA$  obtidos para a altitude entre 300 e 1500 m, mostrados na

Tabela 14, observa-se que a  $EA_{\beta,355/1064}$  variou entre 1,6 e 2,5, alcançando o valor mínimo de 1,2 e o valor máximo 2,7, ao longo do dia nos períodos medidos. O  $EA_{\beta,532/1064}$  variou entre 1,7 e 2,4, atingindo o valor mínimo de 1,4 e valor máximo de 3,2. Estes valores estão bem acima dos valores para ambos os EA obtidos para o dia de referência, 18/04/2019. Observa-se a diminuição nos valores de  $EA_{\beta,355/1064}$  entre os Períodos  $P_1$  e  $P_3$ , com a passagem do primeiro campo de nuvens detectado, e um ligeiro aumento no Período  $P_5$ . Este aumento pode estar relacionado a pluma de aerossóis observada neste altitude. Comportamento um pouco diferente foi observado para o  $EA_{\beta,532/1064}$ , no qual observa-se a diminuição apenas na passagem do primeiro campo de nuvens após o Período  $P_1$ , com aumento nos períodos seguintes.

A  $RR_{\beta,1064/532}$  apresentou uma variação maior, quando comparada com a  $RR_{\beta,1064/355}$ , aumentando de  $(0,20 \pm 0,03)$  no Período  $P_1$ , para  $(0,32 \pm 0,06)$  após a passagem do campo de nuvens entre os Períodos  $P_1$  e  $P_2$ . Depois, diminuído para  $(0,25 \pm 0,08)$  e  $(0,22 \pm 0,07)$  ( $P_3$  e  $P_4$ ), respectivamente, alcançando o valor  $(0,19 \pm 0,07)$  no Período  $P_5$ . Os três períodos entre nuvens,  $P_3$ - $P_5$ , apresentaram uma  $RR_{\beta,1064/532}$  maior, quando comparados com os períodos  $P_1$  e  $P_2$ .

**Tabela 14** – Valores médios do  $\beta$ , da RR e do  $EA_{\beta,\lambda_1/\lambda_2}$ . Valores obtidos para altitudes compreendidas entre 300 m e 1500 m, para todos os períodos, durante o dia 25 de abril de 2019.

Período	Canal	$\beta$ ( $Mm^{-1}sr^{-1}$ )	$RR_{1064-355}$	$RR_{1064-532}$	$EA_{\beta,355/1064}$	$EA_{\beta,532/1064}$
$P_1$ 300-1500	355 nm	$4,8 \pm 4,3$	$0,06 \pm 0,01$	$0,20 \pm 0,03$	$2,5 \pm 0,2$	$2,3 \pm 0,3$
	532 nm	$1,6 \pm 1,5$				
	1064 nm	$0,3 \pm 0,4$				
$P_2$ 300-1500	355 nm	$6,6 \pm 6,0$	$0,10 \pm 0,02$	$0,32 \pm 0,06$	$2,2 \pm 0,3$	$1,7 \pm 0,3$
	532 nm	$1,9 \pm 1,6$				
	1064 nm	$0,7 \pm 0,6$				
$P_3$ 300-1500	355 nm	$3,5 \pm 2,8$	$0,18 \pm 0,11$	$0,25 \pm 0,08$	$1,7 \pm 0,5$	$2,0 \pm 0,6$
	532 nm	$2,5 \pm 2,0$				
	1064 nm	$0,7 \pm 0,6$				
$P_4$ 300-1500	355 nm	$2,9 \pm 1,9$	$-0,2 \pm 5,5$	$0,22 \pm 0,07$	$1,6 \pm 0,4$	$2,2 \pm 0,6$
	532 nm	$2,2 \pm 1,6$				
	1064 nm	$0,6 \pm 0,5$				
$P_5$ 300-1500	355 nm	$3,8 \pm 2,0$	$0,14 \pm 0,06$	$0,19 \pm 0,07$	$1,8 \pm 0,6$	$2,4 \pm 0,8$
	532 nm	$2,9 \pm 1,6$				
	1064 nm	$0,6 \pm 0,4$				

Fonte: próprio autor, 2021.

Os mesmos parâmetros constantes da Tabela 14 foram calculados para um intervalo de altitude menor, englobando a região das nuvens, listados na Tabela 15. Os valores da Tabela



15 estão próximos aos obtidos para o intervalo de altitude maior.

**Tabela 15** – Valores médios do  $\beta$ , da RR e do  $EA_{\beta,\lambda_1/\lambda_2}$ , obtidos para altitudes compreendidas entre 500 m e 1500 m, para todos os períodos, durante o dia 25 de abril de 2019.

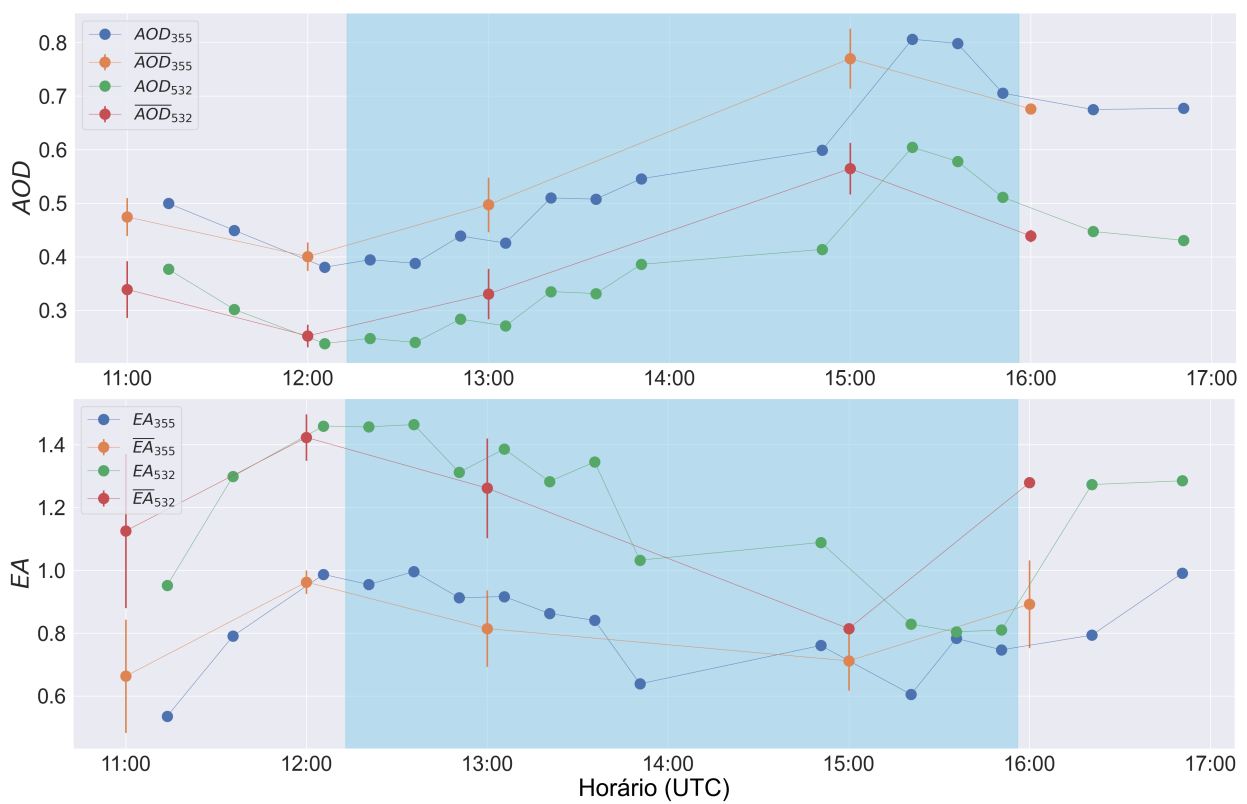
Período	Canal	$\beta$ ( $Mm^{-1}sr^{-1}$ )	$RR_{1064-355}$	$RR_{1064-532}$	$EA_{\beta,355/1064}$	$EA_{\beta,532/1064}$
$P_1$ 300-900	355 nm	$4 \pm 3$	$0,07 \pm 0,01$	$0,22 \pm 0,01$	$2,5 \pm 0,1$	$2,2 \pm 0,1$
	532 nm	$1,5 \pm 1,0$				
	1064 nm	$0,3 \pm 0,2$				
$P_2$ 500-1000	355 nm	$9 \pm 5$	$0,12 \pm 0,01$	$0,34 \pm 0,01$	$2,0 \pm 0,9$	$1,6 \pm 0,6$
	532 nm	$3,0 \pm 1,4$				
	1064 nm	$1,1 \pm 0,5$				
$P_3$ 500-1100	355 nm	$6 \pm 2$	$0,19 \pm 0,02$	$0,28 \pm 0,02$	$1,5 \pm 0,1$	$1,8 \pm 0,1$
	532 nm	$4 \pm 2$				
	1064 nm	$1,1 \pm 0,5$				
$P_4$ 500-1100	355 nm	$4 \pm 1$	$0,19 \pm 0,02$	$0,25 \pm 0,02$	$1,5 \pm 0,1$	$2,0 \pm 0,1$
	532 nm	$3,3 \pm 1,1$				
	1064 nm	$0,8 \pm 0,3$				
$P_5$ 500-1500	355 nm	$4,2 \pm 2,0$	$0,14 \pm 0,04$	$0,20 \pm 0,03$	$1,8 \pm 0,3$	$2,4 \pm 0,3$
	532 nm	$3,1 \pm 1,5$				
	1064 nm	$0,6 \pm 0,4$				

Fonte: próprio autor, 2021.

O valores das médias horárias da AOD e da EA, recuperadas da Aeronet para os comprimentos de onda 532 nm e 355 nm, podem ser observados na Figura 48. Nota-se que a AOD, para ambos os comprimento de onda, atinge o valor máximo às 15:00 horas UTC, horário no qual a distribuição de tamanho apresenta sua menor intensidade, relacionada às partículas finas. Os valores das médias horárias da AOD e da EA, interpolados dos dados da Aeronet, obtidos entre 13:10 e 15:56 UTC, relacionados aos dois comprimentos de onda (355 e 532 nm) podem ser observado na Figura 48. Foram, respectivamente:  $\overline{AOD}_{532} = (0,37 \pm 0,12)$  e  $\overline{EA}_{532} = (1,19 \pm 0,24)$ ;  $\overline{AOD}_{355} = (0,55 \pm 0,14)$  e  $\overline{EA}_{355} = (0,82 \pm 0,14)$ .

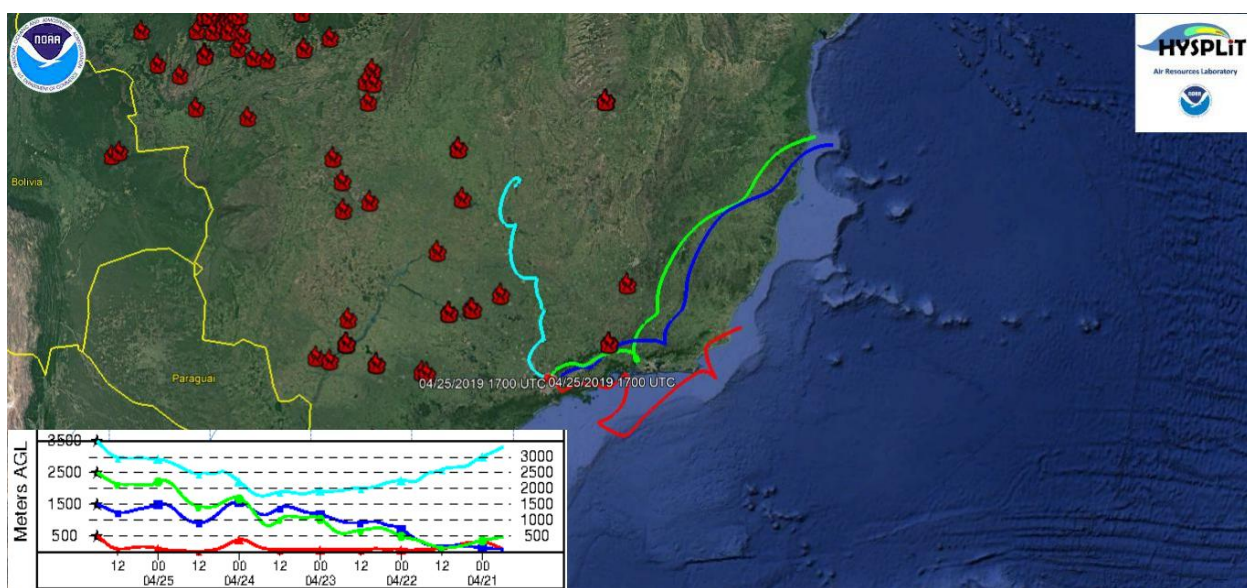
Os valores médios de AOD e EA estão acima dos valores obtidos para o dia 18/04/2019, indicando uma atmosfera poluída ( $AOD > 0,50$ ), e a presença de aerossóis de moda fina. Este dia não possui dados referentes à distribuição de tamanho.

As retrotrajetórias relacionadas ao transporte de longa distância, observadas na Figura 49, começaram no dia 25 de abril de 2019 às 18:00 UTC, com plumas entre 1500 e 3500 m de altitude, originadas das direções centro-oeste e nordeste do Brasil. Estas plumas estão presentes no sinal retroespalhado do lidar até a altitude de 3000 m. A pluma mais próxima à superfície começou no dia 25 de abril de 2019 às 18:00 UTC, e chegou em São Paulo na altitude de 1500 m, proveniente do sul do estado de Minas Gerais e contribuindo para a distribuição local de aerossóis.



**Figura 48** – Valores horários da AOD e EA recuperadas da Aeronet, para os comprimentos de onda 532 nm e 355 nm. Valores obtidos para o dia 14/05/2019 entre 13:10 e 14:45 UTC (região destacada no gráfico).

Fonte: próprio autor, 2021.



**Figura 49** – Retrotrajetórias de cinco dias, chegando em São Paulo na localização do CELAP-IPEN, com diferentes níveis de altitude, de 500 a 3500 m a.n.s. em 25 de abril de 2019 às 18:00 UTC. Retrotrajetórias obtidas por meio do modelo HYSPLIT, com o banco de dados GDAS. Marcações em vermelho representam focos de incêndio detectados pelo satélite AQUA. As linhas coloridas representam as retrotrajetórias das parcelas de ar que chegaram a São Paulo, nas altitudes de 500, 1500, 2500 e 3500 m respectivamente. Mapa gerado por meio do Google Earth.

Fonte: próprio autor, 2021.

## 7 CONCLUSÕES

Neste trabalho de doutorado, foi proposto um estudo das propriedades microfísicas dos aerossóis e da sua interação com as nuvens, por meio de medidas de sensoriamento remoto, usando equipamentos baseados em solo. Para tanto, foi estabelecido um grupo de cinco cenários possíveis de cobertura de nuvens, quatro destes cenários com a presença de nuvens e um relativo a um céu claro, sem nuvens, como objeto de estudo.

A campanha de medidas gerou um extenso conjunto de dados, com medidas realizadas entre agosto de 2016 e agosto de 2019, que foi bastante reduzido ao se considerar nuvens com altitude até 3 km, medidas com lidar (com tempo de aquisição de 2 s) e a interseção temporal das medidas realizadas com o radiômetro, o fotômetro solar e a câmera.

Verificou-se que as medidas noturnas não seriam contempladas pois apenas o lidar estaria funcionando à noite. Encontrou-se um total de quatro dias preenchendo totalmente e parcialmente as condições propostas, todos pertencentes a estação do outono dos anos 2018 e 2019.

Desenvolveu-se um programa para calcular a cobertura de nuvens através da análise dos pixels de uma imagem obtida do céu por meio de uma câmera tipo olho de peixe.

Obteve-se os parâmetros microfísicos ( $RR$ ,  $EA$  e  $\beta$ ) para as medidas realizadas com o lidar. Os valores de  $AOD$  e do  $EA$  para os dados do fotômetro solar (comprimento de onda 532 e 355 nm), foram comparados com os valores obtidos das medidas do lidar. A cobertura de nuvens horária, obtida pela análise das imagens captadas pela câmera, juntamente com a radiação medida pelo piranômetro, permitiu quantificar a distribuição de nuvens para cada dia.

As medidas realizadas no dia 18 de abril de 2019 foram típicas de um dia claro sem nuvens ( $okta = 0$ ) com valor de  $AOD_{532} = (0,06 \pm 0,01)$ ,  $EA_{532} = (1,33 \pm 0,08)$  e  $AOD_{355} = (0,0 \pm 0,02)$ ,  $EA_{355} = (1,25 \pm 0,19)$  recuperados da Aeronet, abaixo dos respectivos valores médios referentes aos outonos dos anos anteriores 2017, 2018 e 2019. A  $AOD$  é classificada como baixa e o valor de  $EA$  está dentro da classificação de aerossóis de origem antrópica. Os valores do  $\beta$  mostraram a predominância de material particulado pequeno, limitado a uma altitude máxima de 1500 m. Os valores de  $EA_{355/1064}$  foram maiores do que os  $EA_{532/1064}$  nos seis períodos do dia 18/04/2019, mostrando também a dominância de aerossol de tamanhos menores, característica de aerossóis de origem antrópica. As retrotrajetórias obtidas para cinco dias não mostraram contribuições de transporte de longa distância para a distribuição local de aerossóis. Este dia foi a referência para um dia claro e sem nuvens com uma atmosfera pouco poluída.

Para as medidas realizadas no dia 10 de abril de 2018 observou-se um dia com cobertura média de nuvens ( $okta = 4$ ) com valor médio de  $\overline{AOD}_{532} = 1,21 \pm 0,12$  e elevado valor de

$\overline{EA}_{532} = 1,65 \pm 0,03$  recuperados da Aeronet, ambos acima dos respectivos valores médios referentes aos outonos dos anos 2017, 2018 e 2019 e, também, acima dos valores obtidos para o dia de referência (18/04/2019). Este valor de AOD é classificado como médio e o valor de EA está acima do valor correspondente ao limite de aerossol proveniente de queimadas. Os valores do CR mostraram a predominância de material particulado pequeno limitado a um altitude máxima de 1500 m. Os valores do  $EA_{355/1064}$  foram maiores do que os valores obtidos para  $EA_{532/1064}$  nos seis períodos, mostrando também a dominância de aerossol de tamanhos menores característica de aerossóis de origem antrópica. Observou-se que  $EA_{\beta,355/1064}$  aumentou na proximidade do primeiro campo de nuvens, diminuindo após a passagem deste, aumentando após a passagem do segundo campo de nuvens, sendo que houve contribuição de plumas de aerossóis transportados de longa distância para a distribuição local de aerossóis, conforme indicado pelas retrotrajetórias calculadas com o HYSPLIT. De modo que na variação observada no  $EA_{355/1064}$  tem-se que levar em conta este aporte de aerossóis transportados de longas distâncias. Neste dia observou-se uma distribuição bi-modal com prevalência e material particulado da moda fina.

Para o dia 14 de abril de 2019, os valores de cobertura de nuvens indicaram um dia variando entre céu claro de céu nublado ( $okta \geq 4$ ), valores de AOD e EA foram escassos, impossibilitando obter os valores médios destes parâmetros e a distribuição volumétrica de tamanho. O  $EA_{355/1064}$  variou entre  $(1,9 \pm 0,5)$  e  $(2,1 \pm 0,6)$  enquanto uma variação entre  $(2,0 \pm 1,0)$  e  $(2,8 \pm 0,9)$  foi observada para  $EA_{532/1064}$  para uma altitude entre 500 e 1500 m. A  $RR_{\beta,1064/532}$  apresentou uma variação maior quando comparada com a  $RR_{\beta,1064/355}$ , os três períodos entre nuvens,  $P_3$ - $P_5$ , apresentaram  $RR_{\beta,1064/532}$  maior quando comparados com os períodos  $P_1$  e  $P_2$ , indicando que os aerossóis nos períodos iniciais possuem tamanho menor. Neste dia, houve contribuição das plumas de aerossóis de outras regiões (sul de Minas Gerais) para a distribuição local de aerossóis analisadas por meio do modelo.

Para o dia 25 de abril de 2019, observou-se valores elevados de cobertura de nuvens ( $okta = 8$ ) durante o dia, com valores menores que 6 para os horários de realização das medidas com o lidar. O  $EA_{\beta,355/1064}$  variou entre  $1,6 \pm 0,4$  e  $2,5 \pm 0,2$  enquanto o  $EA_{\beta,532/1064}$  variou entre  $1,7 \pm 0,3$  e  $2,4 \pm 0,8$ , valores bem acima dos respectivos valores obtidos para o dia de referência (18/04/2019). Os valores médios da AOD e EA recuperados da AERONET nos dois comprimentos de onda foram, respectivamente:  $\overline{AOD}_{532} = 0,37 \pm 0,12$ ,  $\overline{EA}_{532} = 1,19 \pm 0,24$  e  $\overline{AOD}_{355} = 0,55 \pm 0,14$ ,  $\overline{EA}_{355} = 0,82 \pm 0,14$ , acima dos mesmos valores obtidos para o dia de referência (18/04/2019). As retrotrajetória mostraram contribuição de pluma de longa distância para os aerossol local.

Esta proposta de trabalho realizada pela primeira vez na cidade de São Paulo levou ao estabelecimento de protocolos de medidas que levassem a uma quantificação da alteração das propriedades microfísicas dos aerossóis nas proximidades das nuvens.

Em conclusão, a proposta se mostrou-se viável, porém observamos que além de cada dia apresentar peculiaridades (pluma de aerossol "alimentando" a formação de nuvens, plumas de aerossóis próximo à camada limite, nuvens muito baixas), a disponibilidade de dados para todos os instrumentos de medida consistiu em um fator crucial. Observamos que há uma variação nos EA's nas proximidades e durante a passagem dos campos de nuvens entre os períodos, separando os efeitos de plumas de aerossóis presentes. Concluimos, ainda que, verificar com precisão o efeito desta passagem/proximidade depende de acompanhamento mais pontual da variação do perfil de umidade.

## 7.1 Trabalhos futuros

O outono foi a estação mais propícia para trabalhar-se com medidas onde os campos de nuvens estavam presentes de forma intermitente. Dessa forma, a realização de medidas de turbulência nessa estação seria proveitosa para aumentar a possibilidade de melhores análises da cobertura da nuvens.

Outra abordagem seria estudar o comportamento dos aerossóis nas regiões inter-nuvens para medidas usuais de 60 minutos, aumentando assim, a possibilidade de dias com medidas compatíveis entre os instrumentos de sensoriamento. Isto seria possível interpolando-se os perfis de retroespalhamento normais, gerando medidas sintéticas com um tempo de aquisição menor.

## REFERÊNCIAS

2021. Disponível em: <<https://queimadas.dgi.inpe.br/queimadas/bdqueimadas#mapa>>. 76, 82
- AERONET. *AERONET-DESCRIÇÃO*. 2020. Disponível em: <[https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new\\\_web/system\\\_descriptions.html](https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new\_web/system\_descriptions.html)>. 43
- AERONET. *AERONET-PÁGINA*. 2021. Disponível em: <[https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/data\\\_display\\\_aod\\\_v3](https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/data\_display\_aod\_v3)>. 43
- ALADOS, I. et al. Relationship between net radiation and solar radiation for semi-arid shrubland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 116, n. 3, p. 221 – 227, 2003. ISSN 0168-1923. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192303000388>>. 61
- ALBRECHT, B. A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, v. 245, n. 4923, p. 1227–1230, 1989. 25
- AMBRIZZI, T.; ARAUJO, M. Base científica das mudanças climáticas. contribuição do grupo de trabalho 1 do painel brasileiro de mudanças climáticas ao primeiro relatório da avaliação nacional sobre mudanças climáticas. *Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas*, COPPE-Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2014. 27
- ANGSTRÖM, A. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografiska Annaler*, v. 11, n. 7, p. 156–166, 1929. 36
- ARL. *Air Resources Laboratory*. 2021. Disponível em: <<https://www.ready.noaa.gov/index.php>>. 44
- BATES, B. C. et al. Climate change and water - technical paper of the intergovernmental panel on climate change. 2008. 12, 25
- BI, L. et al. Simulation of the color ratio associated with the backscattering of radiation by ice particles at the wavelengths of 0.532 and 1.064  $\mu\text{m}$ . *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 114, n. 22, p. 1–8, 2009. ISSN 01480227. 35
- BRÉON, F.-M.; TANRÉ, D.; GENEROSO, S. Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. *Science*, v. 295, n. 5556, p. 834–838, 2002. 26
- CARSON, C. et al. Blobworld: Image segmentation using expectation-maximization and its application to image querying. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, v. 24, n. 8, p. 1026–1038, 2002. 46
- CETESB. *Campanhia Ambiental do Estado de São Paulo*. 2020. <<https://cetesb.sp.gov.br/ar/wp-content/uploads/sites/28/2020/07/Relat%C3%B3rio-de-Qualidade-do-Ar-2019.pdf>>. 38
- CHAUVIN, R. et al. Cloud detection methodology based on a sky-imaging system. *Ener. Proc.*, Elsevier B.V., p. 1970–1980, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.egypro.2015.03.198>>. 46

Chen, Z. et al. Aerosol optical properties observed by combined raman-elastic backscatter lidar in winter 2009 in pearl river delta, south china. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, v. 119, n. 5, p. 2496–2510, mar. 2014. 67

CIMEL. *Cimel - Explore the Climate*. 2021. Disponível em: <<https://www.cimel.fr/>>. 40

CLOUDCAM, C. I. D. S. G. Total sky camera find clouds software. v. 3.4.0.0, p. 1–74, 2015. 46

CURRY, J. A.; PYLE, J. A. *Encyclopedia of atmospheric sciences*. 84 Theobald's Road, London-UK: Academic Press, 2003. ISBN 0-12-227090-8. 32

DONG, P.; CHEN, Q. *LiDAR Remote Sensing and Applications*. 6000 Broken Sound Parkway NW, Suite 300 - Boca Raton, FL 33487-2742: CRC Press - Taylor and Francis Group, 2018. ISBN 9781482243017. 29, 30

DUBOVIK, O.; KING, M. D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, v. 105, n. D16, p. 20673–20696, 2000. 43

DUBOVIK, O. et al. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from aerosol robotic network (aeronet) sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, v. 105, n. D8, p. 9791–9806, 2000. 43

ECK, T. F. et al. Observations of rapid aerosol optical depth enhancements in the vicinity of polluted cumulus clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 14, n. 21, p. 11633–11656, 2014. 27

FERRINI, P. *Avaliação da Higroscopicidade de Aerossóis Urbanos pela Técnica Lidar*. Tese (Doutorado em Ciências) — Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, São Paulo, 2014. 26, 27

FIOCCO, G.; GRAMS, G. Observations of the aerosol layer at 20 km by optical radar. *J. Atmos. Sci.*, v. 21, p. 323, 1964. 31

FOWLER, D. et al. Atmospheric composition change: Ecosystems-atmosphere interactions. *Atmospheric Environment*, v. 43, n. 33, p. 5193–5267, 2009. 24

FUMIAN, F. et al. Application of miniaturized sensors to unmanned aerial systems, a new pathway for the survey of polluted areas: Preliminary results. *Atmosphere*, v. 11, n. 5, p. 471, 2020. 31

GESCON. 2021. Disponível em: <<http://gescon.ipen.br/leal/>>. 59

GHONIMA, M. S. et al. A method for cloud detection and opacity classification based on ground based sky imagery. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 5, n. 11, p. 2881–2892, 2012. 46, 57

HEINLE, A. et al. Automatic cloud classification of whole sky images. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 3, n. 3, p. 557–567, 2010. 46



- HOLBEN, B. N. et al. Aeronet - a federal instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.*, v. 66, n. 116, 1998. 41, 42, 43
- IBGE. *Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística*. 2021. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/sp/sao-paulo.html>>. 37, 38
- JOHNSON, R. W.; KOEHLER, T. L.; SHIELDS, J. E. A multi-station set of whole sky imagers and a preliminary assessment of the emerging data base. In: . [S.l.: s.n.], 1988. 46
- JONES, P. A. Cloud-cover distributions and correlations. *Journal of Applied Meteorology*, v. 31, n. 7, p. 732–741, 1992. 47
- LAJ, P. et al. Measurements atmospheric composition change. *Atmospheric Environment*, v. 43, n. 33, p. 5351–5414, 2009. 24
- LANDULFO, E. et al. Synergetic measurements of aerosols over são paulo, brazil using lidar, sunphotometer and satellite data during dry season. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 3, p. 1523,1539, 2003. 37
- LANDULFO, E. et al. Tropospheric aerosol observations in são paulo, brazil using a compact lidar system. *Int. J. Remote Sens.*, v. 26, p. 2797–2816, 2005. 37
- LARROZA, E. G. et al. Towards an automatic lidar cirrus cloud retrieval for climate studies. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 6, n. 11, p. 3197–3210, 2013. 27
- LI, Q.; LU, W.; YANG, J. A hybrid thresholding algorithm for cloud detection on ground-based color images. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 28, n. 10, p. 1286–1296, 2011. 46
- LI, Q. et al. Thin cloud detection of all-sky images using markov random fields. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, v. 9, n. 3, p. 417–421, 2012. 46
- LIOU, K. N. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. [S.l.]: Copyright: © Academic Press, 2002. 33
- LIU, Z. et al. Use of probability distribution functions for discriminating between cloud and aerosol in lidar backscatter data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 109, n. D15, 2004. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004JD004732>>. 35
- LOHMANN, U.; LÜÖND, F.; MAHRT, F. *An Introduction to Clouds from the Microscale to Climate*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2016. 12, 23, 24
- LONG, C. N. et al. Retrieving cloud characteristics from ground-based daytime color all-sky images. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 23, n. 5, p. 633–652, 2006. 46
- LOPES, F. J. S. Tese (Doutorado em Ciências) — Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, São Paulo, São Paulo, 2011. 38, 39
- MACHADO, L. A. T. et al. The chuva project how does convection vary across brazil? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014. 27

MARSHAK, A. et al. A simple model for the cloud adjacency effect and the apparent bluing of aerosols near clouds. *J. Geophys. Res.*, v. 113, n. D14S17, 2008. 75

MIDDLETON, W. E. K.; SPILHAU, A. F. *Meteorological Instruments*. University of Toronto Press, 1954. v. 80. 484-484 p. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49708034532>>. 31

MONKS, P. S. et al. Atmospheric composition change - global and regional air quality. *Atmospheric Environment*, v. 43, n. 33, p. 5268–5350, 2009. 12, 24, 26

MÜLMENSTÄDT, J.; FEINGOLD, G. The radiative forcing of aerosol-cloud interactions in liquid clouds: Wrestling and embracing uncertainty. *Current Climate Change Report*, v. 4, p. 23–40, 2018. 26

NETO, S. L. M. et al. The use of euclidean geometry distance on rgb color space for the classification of sky and cloud patterns. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 27, n. 9, p. 1504–1517, 2010. 46

NOAA. *GDAS*. 2018–11–05. Disponível em: <<https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.ncdc:C00379>>. 44

PLATANIOTIS, K. N.; VENETSANOPOULOS, A. N. *Color Image Processing and Applications*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2000. ISBN 3540669531. 46

ROLPH, G. Real-time environmental applications and display system (ready). 2016. Disponível em: <[http://ready.arl.noaa.gov\(lastaccess:4january2022\)](http://ready.arl.noaa.gov(lastaccess:4january2022))>. 44

SASANO, Y.; BROWELL, E. V.; ISMAIL, S. Error caused by using a constant extinction/backscattering ratio in the lidar solution. *Appl. Opt.*, v. 24, p. 3929, 1985. 35

SCOPUS. *Scopus Data Base*. 2020. <<https://www.scopus.com/term/analyzer.uri?sid=5b68c488cf3548f0f2f293576956a39f&origin=resultslist&src=s&s=TITLE-ABS-KEY%28remote+sensing%29&sort=plf-f&sdt=b&sot=b&sl=29&count=248584&analyzeResults=Analyze+results&txGid=3fe7ee67260581294efa4fa93448fa15>>. 29

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. *Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 1998. 33

SHI, J.; MALIK, J. Normalized cuts and image segmentation. *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell.*, v. 22, n. 8, p. 888–905, 2000. 46

SOUZA-ECHER, M. P. et al. A simple method for the assessment of the cloud cover state in high-latitude regions by a ground-based digital camera. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 23, n. 3, p. 437–447, 2006. 46

STEIN, A. F. et al. Noaa's hysplit atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 96, n. 12, p. 2059 – 2077, 2015. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/96/12/bams-d-14-00110.1.xml>>. 44

- STOCKER, T. F. et al. *Ipcce, climate change 2013: The physical science basis. fourth assessment report.* 2013. 24
- SU, W. et al. Aerosol and cloud interaction observed from high spectral resolution lidar data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 113, n. 24, p. 1–9, 2008. ISSN 01480227. 26
- TACKETT, J. L.; GIROLAMO, L. D. Enhanced aerosol backscatter adjacent to tropical trade wind clouds revealed by satellite-based lidar. *Geophys. Res. Letters*, v. 36, p. L14804, 2009. 27
- TWOHY, C. H.; JR, J. A. C.; TANHK, W. R. Effect of changes in relative humidity on aerosol scattering near clouds. *J. Geophys. Res.*, v. 114, 2009. 26
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. *Atmospheric Science - An Introductory Survey.* University of Washington: Elsevier, 2006. 23
- WEITKAMP, C. *Lidar, Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere.* [S.l.: s.n.], 2005. v. 102. 33, 34, 35
- WHITEMAN, D. N. et al. Measurement of an isosbestic point in the raman spectrum of liquid water by use of a backscattering geometry. *Appl. Opt.*, v. 38, n. 12, p. 2614–2615, 1999. 49
- YAMASOE, M. A.; CORRÊA, M. de. *Processos radiativos na atmosfera: fundamentos.* [S.l.]: Oficina de Textos, 2016. 36
- YAMASOE, M. A. et al. Retrieval of the real part of the refractive index of smoke particles from sun/sky measurements during scar-b. *J. Geophys. Res.*, v. 103, n. D24, p. 31893–31902, 1998. 43
- YANG, J. et al. An automated cloud detection method based on the green channel of total-sky visible images. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 8, n. 11, p. 4671–4679, 2015. 57



**INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES**  
Diretoria de Pesquisa, Desenvolvimento e Ensino  
Av. Prof. Lineu Prestes, 2242 – Cidade Universitária CEP: 05508-000  
Fone/Fax(0XX11) 3133-8908  
SÃO PAULO – São Paulo – Brasil  
<http://www.ipen.br>

O IPEN é uma Autarquia vinculada à Secretaria de Desenvolvimento, associada à Universidade de São Paulo e gerida técnica e administrativamente pela Comissão Nacional de Energia Nuclear, órgão do Ministério da Ciência, Tecnologia, Inovações e Comunicações.