

Universidade de São Paulo
Instituto de Física

**Vapor d'água atmosférico a partir de imagens
radiométricas no infravermelho**

Elion Daniel Hack



Orientador: Prof. Dr. Alexandre Lima Correia

**Tese apresentada ao Instituto de Física da
Universidade de São Paulo como requisito
parcial para a obtenção do título de Doutor
em Ciências.**

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Alexandre Lima Correia - Orientador (IF-USP)
Profa. Dra. Luciana Varanda Rizzo (IF-USP)
Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez (IAG-USP)
Prof. Dr. Alexandre Cacheffo (UFU)
Dr. Fábio Juliano da Silva Lopes (IPEN)

São Paulo
2023

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

Hack, Elion Daniel

Vapor d'água atmosférico a partir de imagens radiométricas no infravermelho.
São Paulo, 2023.

Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo. Instituto de Física. Depto.
de Física Aplicada.

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Lima Correia

Área de Concentração: Física

Unitermos: 1. Vapor atmosférico; 2. Sensoriamento remoto; 3. Radiação
atmosférica.

USP/IF/SBI-84/2022

**University of São Paulo
Physics Institute**

**Atmospheric water vapor retrievals from
radiometric infrared imagery**

Elion Daniel Hack

Supervisor: Prof. Dr. Alexandre Lima Correia

**Thesis submitted to the Physics Institute of
the University of São Paulo in partial
fulfillment of the requirements for the
degree of Doctor of Science.**

Examining Committee:

**Prof. Dr. Alexandre Lima Correia - Supervisor (IF-USP)
Profa. Dra. Luciana Varanda Rizzo (IF-USP)
Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez (IAG-USP)
Prof. Dr. Alexandre Cacheffo (UFU)
Dr. Fábio Juliano da Silva Lopes (IPEN)**

**São Paulo
2023**

Agradecimentos

Este projeto não teria sido possível sem a participação e o auxílio de uma série de pessoas.

Agradeço especialmente ao meu orientador, Prof. Dr. Alexandre Lima Correia e ao meu coorientador, Prof. Dr. Theotônio Mendes Pauliquevis Júnior que me acompanharam de perto nessa jornada. Muito obrigado pelo projeto, pelo direcionamento, pelo apoio nas dificuldades e acima de tudo pela amizade nesses últimos anos. Foi um prazer aprender tanto com vocês e espero que possamos trabalhar juntos em muitos outros projetos.

Gostaria de agradecer à Profa. Dra. Márcia Akemi Yamasoe, ao Prof. Dr. Henrique Melo Jorge Barbosa e ao Dr. Dimitri Klebe pelos ensinamentos, ideias, suporte e importantes contribuições realizadas a esse trabalho.

Agradeço também a todos do Laboratório de Física Atmosférica do Instituto de Física da USP, especialmente aos técnicos Fernando Gonçalves Morais e Fabio de Oliveira Jorge pela assistência com a instrumentação utilizada e aos colegas de grupo Alex Araujo, Andre Burger, Andre Pugliesi, Bruno Meller, Djacinto Santos Junior, Janaína Nascimento, Marco Franco e Marina Mendonça pela convivência e amizade.

Por fim, agradeço de forma especial a todos os meus familiares e amigos que se fizeram presentes durante os últimos anos e que felizmente são muitos.

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

Resumo

Neste trabalho, inicialmente foram caracterizados os dados de vapor d'água precipitável (PWV) já disponíveis para a cidade de São Paulo-SP, obtidos por fotômetros solares e radiossondas, e posteriormente foi também desenvolvida uma nova técnica de medida de PWV baseada em imagens radiometricamente calibradas do céu inteiro geradas por uma câmera no infravermelho, em comprimentos de onda entre 10 e 12 μm . A radiância espectral (L_λ) descendente foi obtida e, para os casos estudados, foi verificado que L_λ é sensível ao PWV, à distribuição vertical de umidade e também às suas variações temporais, espaciais e sazonais. Comparando os valores de L_λ medidos com simulações realizadas usando o software libRadtran, mostramos que o PWV pode ser determinado a partir do conhecimento prévio sobre o perfil de umidade local, informação essa que pode ser obtida de medidas de radiossonda específicas para o dia estudado ou a partir de análises estatísticas de dados anteriores. Este é um estudo inicial com o objetivo de provar o conceito da técnica proposta, tendo sido obtidas séries temporais diurnas para dois dias de verão e dois dias de inverno e ainda séries temporais noturnas para um dia de verão e um dia de inverno. Todas as medidas foram realizadas na cidade de São Paulo-SP. A comparação com dados do fotômetro solar, para um caso de condições atmosféricas estáveis, mostrou uma concordância do PWV médio dentro de 2,8% e uma precisão de medidas subsequentes de 1,9%. O grande diferencial introduzido pela técnica é que medidas de PWV também foram obtidas para cada um dos pixels de imagens, possibilitando assim a investigação de inomogeneidades espaciais de sua distribuição de uma forma que nenhuma das técnicas atualmente disponíveis permite. O método pode ser utilizado em medidas diurnas ou noturnas, sob condições de céu limpo ou parcialmente nublado e com frequência de amostragem de até 3 min^{-1} . Aplicações potenciais incluem estudos sobre o processo de início da convecção e também a investigação do efeito *twilight zone* em torno de nuvens.

Palavras-chave: Vapor d'água precipitável; Sensoriamento remoto; Radiação atmosférica.

Abstract

In this work, data on precipitable water vapor (PWV) already available for São Paulo-SP, obtained by solar photometers and radiosondes, were characterized and a new measurement technique based on all-sky images generated by an infrared camera, at wavelengths between 10 and 12 μm , was developed. The radiometrically calibrated infrared downwelling spectral radiance (L_λ) was acquired. For the studied cases, it was verified that L_λ is sensitive to PWV, to the vertical distribution of water vapor and also to its temporal, spatial and seasonal variations. By comparing the measured L_λ values to simulations made using the libRadtran software, we show that the PWV can be retrieved from prior knowledge of the local humidity profile. This information can originate from a specific radiosonde measurement for the studied day or from statistical analysis of past vertical humidity distributions. This is an initial study with the objective of proving the concept of the proposed technique. Diurnal time series were obtained for two summer days and two winter days and also night time series for one summer day and one winter day. All measurements were performed in the city of São Paulo-SP. Comparison with sunphotometer PWV retrievals, for a case of stable atmospheric conditions, showed an agreement of the average PWV within 2.8% and a precision of subsequent retrievals of 1.9%. The great advantage of the proposed technique is that PWV was also retrieved for each pixel of an image, thus enabling the investigation of spatial inhomogeneities of humidity distribution in a way that none of the currently available techniques allow. The method can be used for daytime or nighttime retrievals, under clear or partly cloudy sky conditions and with sampling rates of up to 3 min^{-1} . Potential applications include studies on convection initiation processes and also the investigation of the twilight zone effect around clouds.

Keywords: *Precipitable water vapor; Remote sensing; Atmospheric radiation.*

Sumário

| | |
|---|-----------|
| Capítulo 1 – Introdução | 9 |
| 1.1 Definição de vapor d'água precipitável (PWV) | 10 |
| 1.2 Distribuição e fluxos de vapor d'água atmosférico | 12 |
| 1.3 O papel do vapor d'água no sistema climático | 15 |
| 1.4 Métodos de medida de PWV | 19 |
| 1.5 Objetivos | 21 |
| | |
| Capítulo 2 – Fundamentação teórica | 23 |
| 2.1 Radiação eletromagnética na atmosfera | 23 |
| 2.2 Sistema de coordenadas celestes | 25 |
| 2.2.1 Ângulos azimutal e zenital | 26 |
| 2.2.2 Massas de ar | 26 |
| 2.3 Grandezas radiométricas básicas | 27 |
| 2.3.1 Ângulo sólido | 27 |
| 2.3.2 Irradiância e radiância | 28 |
| 2.3.3 Densidades Espectrais | 29 |
| 2.4 Absorção, emissão e espalhamento | 29 |
| 2.4.1 Absorção e emissão do vapor d'água atmosférico | 30 |
| 2.4.2 Absortância, refletância e transmitância | 32 |
| 2.4.3 Lei de Beer-Lambert-Bouguer | 33 |
| 2.4.4 Profundidade óptica | 34 |
| 2.5 Radiação de corpo negro | 35 |
| 2.5.1 Lei de Planck | 35 |
| 2.5.2 Lei de Kirchhoff | 35 |
| 2.5.3 Lei de Stefan-Boltzmann | 36 |
| 2.6 Equação de transferência radiativa | 36 |

| | |
|--|------------|
| Capítulo 3 – Instrumentação e metodologia | 39 |
| 3.1 Fotômetro solar AERONET | 40 |
| 3.1.1 Determinação de PWV | 42 |
| 3.1.2 Calibração | 44 |
| 3.2 ASIVA (All Sky Infrared Visible Analyzer) | 44 |
| 3.2.1 Calibração de azimute e massas de ar | 47 |
| 3.2.2 Calibração de ganho do sensor infravermelho | 48 |
| 3.2.3 Correção de offset | 50 |
| 3.2.4 Determinação da radiância espectral (L_{λ}) | 52 |
| 3.2.5 Determinação de PWV | 53 |
| 3.3 Radiossondas | 57 |
| 3.4 Perfis verticais sintéticos de vapor d'água | 59 |
| 3.5 Simulações de transferência radiativa | 62 |
| 3.6 Descrição do método | 65 |
| | |
| Capítulo 4 – Resultados | 69 |
| 4.1 Caracterização das medidas de PWV em São Paulo | 70 |
| 4.1.1 PWV medido pelo fotômetro solar AERONET | 70 |
| 4.1.2 PWV medido por radiossondas | 76 |
| 4.1.3 Dados para os meses com medidas do ASIVA | 80 |
| 4.1.4 Comparação entre medidas de radiossondas e fotômetro solar | 81 |
| 4.2 Calibração do ASIVA | 83 |
| 4.3 Medidas de L_{λ} e PWV obtido pelo fotômetro solar | 88 |
| 4.4 Medidas de L_{λ} e perfis verticais de vapor d'água | 92 |
| 4.5 Séries temporais de PWV | 96 |
| 4.6 Mapeamento de PWV no céu e dependência azimutal | 105 |
| | |
| Capítulo 5 – Discussões e conclusão | 109 |
| | |
| Referências | 117 |
| | |
| ANEXO A | 123 |
| Artigo aceito pela Atmospheric Measurement Techniques: Precipitable water vapor retrievals using a ground infrared sky camera in subtropical South America | 123 |

Capítulo 1 – Introdução

Toda a vida existente no planeta Terra depende diretamente da presença de vapor d'água em sua atmosfera, uma vez que ele desempenha um papel dominante tanto no ciclo hidrológico, permitindo a ocorrência de precipitações que são essenciais para a sobrevivência de plantas e animais, quanto no balanço radiativo global. A absorção de radiação de onda longa terrestre pelo vapor d'água atmosférico é o principal fator que garante a manutenção do efeito estufa natural do planeta, proporcionando temperaturas nas quais é possível a ocorrência de água em estado líquido (Stephens and L'Ecuyer, 2015) e, conseqüentemente, da vida como a conhecemos.

Apesar da fundamental importância do vapor d'água para grande parte dos processos físicos atmosféricos existe ainda um grande espaço para aprofundar os estudos sobre esse tema. As interações do vapor d'água atmosférico com outros componentes do sistema climático são bastante complexas, dependendo de sua distribuição espacial e temporal, de sua relação com fluxos de calor latente em mudanças de fase, da formação e desenvolvimento de nuvens e ainda de interações com partículas de aerossol atmosférico. A contribuição do vapor d'água para os fenômenos atmosféricos em diferentes escalas de tempo e espaço para climas atuais e futuros é tópico de discussão, assim como a importância do monitoramento do vapor de água, que é um pré-requisito para a validação de modelos e melhor compreensão do comportamento da atmosfera (Jacob, 2001).

Em particular, a caracterização do vapor d'água atmosférico na megacidade de São Paulo, o estudo de suas propriedades radiativas e de sua relação com períodos de estiagem e eventos extremos de precipitação são alguns dos tópicos

bastante relevantes e que ainda carecem de desenvolvimento adequado. A região metropolitana de São Paulo tem uma população de aproximadamente 22 milhões de habitantes, sendo a mais populosa do Brasil e da América Latina, cabendo ressaltar o enorme potencial de impacto social em um quadro de mudanças climáticas. A taxa de expansão urbana nessa região pode também ser determinante para a distribuição de vapor d'água atmosférico. As necessidades de garantia de segurança hídrica, segurança contra desastres climáticos e eventos extremos de precipitação, assim como a manutenção da saúde e condições de vida da população (Davis, McGregor and Enfield, 2016) frente a esse cenário evidenciam a importância da expansão do conhecimento sobre as propriedades da atmosfera na região. Os resultados obtidos neste trabalho e a técnica de determinação de quantidade de vapor d'água precipitável nele desenvolvida tem potencial aplicação na quantificação do papel exercido pelo vapor d'água no sistema climático da região, contribuindo com o desenvolvimento de melhores modelos físicos para a atmosfera urbana de São Paulo.

1.1 Definição de vapor d'água precipitável (PWV)

A umidade presente na atmosfera pode ser quantificada pela grandeza chamada vapor d'água precipitável (PWV, do inglês *precipitable water vapor*), que é definida como a coluna de vapor d'água, convertido em água líquida, contida em uma coluna atmosférica vertical que se estende desde o ponto de observação até o topo da atmosfera, sendo expressa em unidades de comprimento. O valor de PWV é dado pela integral da razão de mistura de vapor d'água (ω_v), na direção vertical, entre os níveis de pressão (p) do topo da atmosfera ($p = 0$) e da superfície de observação ($p = p_0$):

$$PWV = \frac{1}{\rho g} \int_0^{p_0} \omega_v(p) dp \quad (1)$$

onde ρ é a densidade em massa da água líquida e g é a aceleração da gravidade (Salby, 1996).

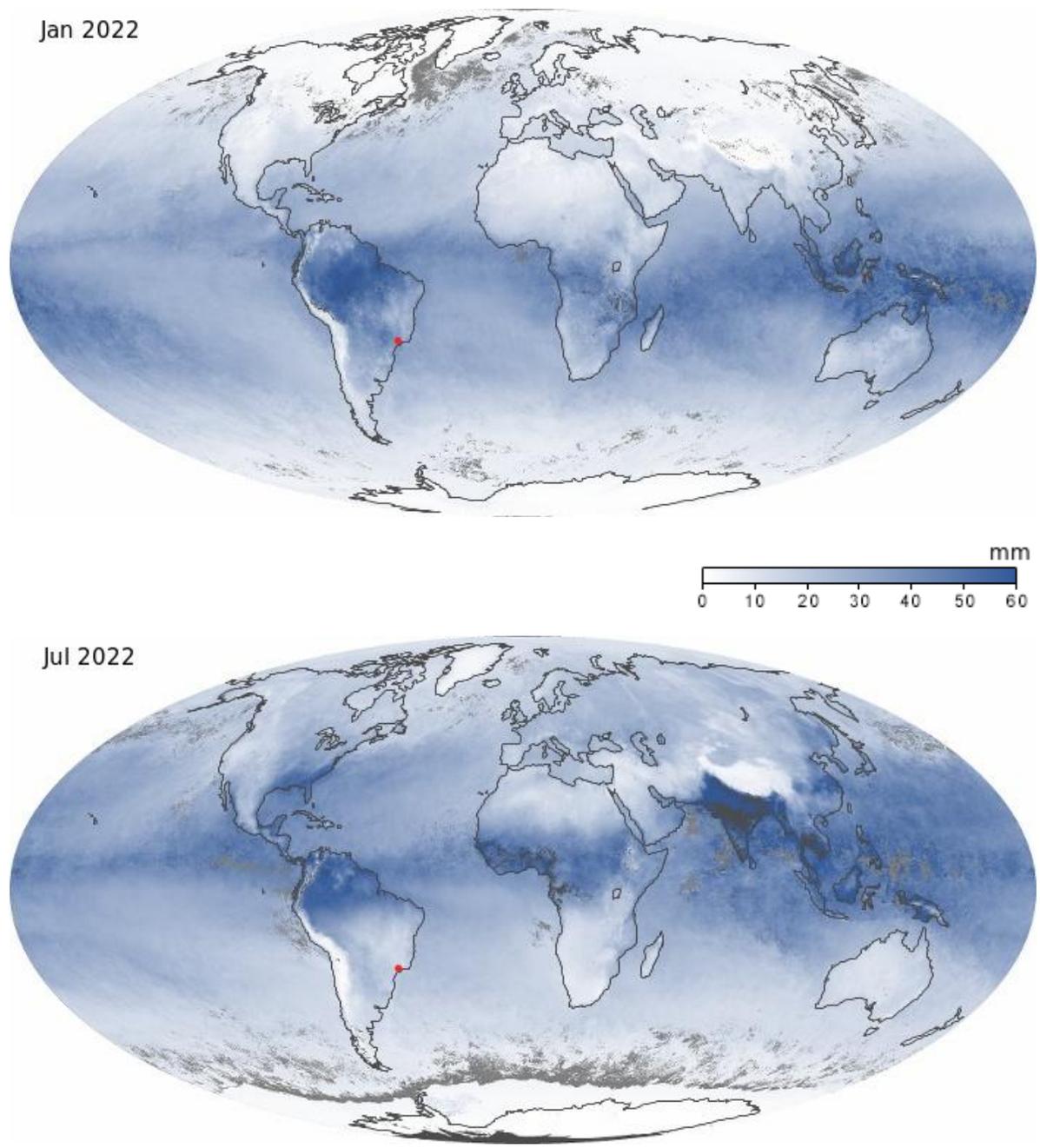


Figura 1. Mapeamento global do PWV médio estimado para os meses de janeiro e julho de 2022. As unidades são dadas em milímetros, sendo a quantidade equivalente de água produzida se todo o vapor d'água na coluna atmosférica fosse condensado. As menores quantidades aparecem em branco, as maiores quantidades são mostradas em azul e as áreas sem medidas aparecem em tons de cinza. A localização de São Paulo está indicada pelo ponto vermelho. O mapa é baseado em dados coletados pelo sensor MODIS no satélite Aqua da NASA. Imagens adaptadas a partir das disponíveis em: https://earthobservatory.nasa.gov/global-maps/MYDAL2_M_SKY_WV, acessado em 25 de novembro de 2022.

1.2 Distribuição e fluxos de vapor d'água atmosférico

A distribuição de vapor d'água na atmosfera apresenta grandes variações espaciais e temporais no globo terrestre, impondo um grande desafio para sua caracterização e adequada representação em modelos climáticos (Jacob, 2001). Conforme observa-se na *Fig. 1*, obtida a partir de dados coletados pelo sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) no satélite *Aqua* da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), as maiores concentrações de vapor d'água estão nas proximidades do equador, sobre os oceanos e as florestas tropicais, enquanto as menores concentrações se localizam sobre as regiões polares e desérticas (Yamasoe and Corrêa, 2016). Essas grandes variações locais e sazonais podem fazer com que uma determinada região experimente ao longo do ano desde valores menores que 5 mm até algo acima de 50 mm de PWV na coluna atmosférica. Esses são aproximadamente os valores medidos em São Paulo, conforme mostrado nos resultados deste trabalho, no *Capítulo 4*. Parte dessa variação pode também ser observada na *Fig. 1*, que apresenta uma estimativa média da distribuição global de vapor d'água para os meses de janeiro e julho de 2022. É possível observar claramente que o hemisfério no qual é verão apresenta maiores medidas de PWV, devido à maior temperatura da atmosfera e maior evapotranspiração ocorridas nessa estação. Em particular na região da cidade de São Paulo, marcada com um ponto vermelho no mapa, o valor de PWV médio para janeiro de 2022 é superior a 30 mm enquanto a mesma estimativa para julho de 2022 fica em torno de 15 mm.

Verticalmente, o vapor d'água atmosférico se concentra na baixa troposfera, sendo oriundo dos processos de evapotranspiração e transporte horizontal que ocorrem próximos da superfície terrestre. A *Fig. 2* mostra a distribuição vertical de vapor d'água atmosférico, mostrando a variação da sua razão de mistura com a altitude para dados obtidos de radiossondagens realizada no Aeroporto do Campo de Marte, na zona norte de São Paulo (dados disponíveis no site do Departamento de Ciência Atmosférica da Universidade do Wyoming: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, acessado em 6 de novembro de

2022). São apresentados um exemplo de um dia úmido de verão (09-02-2018) e outro de um dia seco de inverno (10-08-2018). Para o dia seco de inverno, a razão de mistura é de aproximadamente 7 g/kg para a altitude da superfície (722 m para o local da medida) sendo que esse valor cai rapidamente com a altitude, estando a maior parte do vapor d'água localizada abaixo dos 2000 m de altitude. Para o dia úmido de verão, a razão de mistura na superfície é um pouco superior a 12 g/kg, caindo, nesse caso, de forma mais gradual conforme a altitude aumenta, de tal forma que a quase totalidade do vapor d'água se encontra abaixo dos 5000 m de altitude.

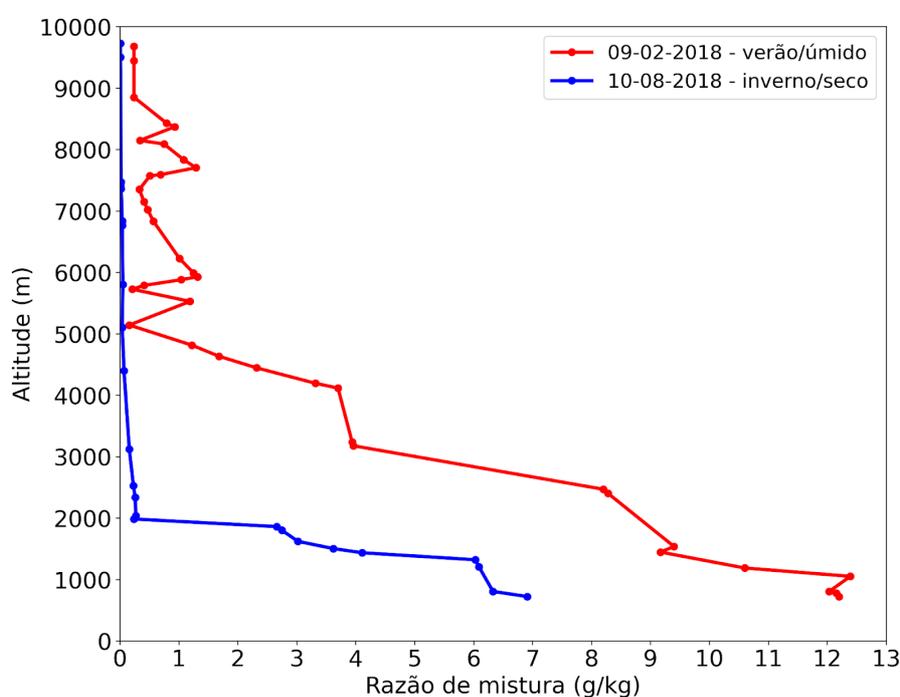


Figura 2. Dados de radiossondas mostrando a distribuição vertical de vapor d'água para exemplos de um dia úmido de verão e um dia seco de inverno. As radiossondagens foram realizadas nos dias 09-02-2018 e 10-08-2018, ambas às 12h00 UTC, no Aeroporto do Campo de Marte, na zona norte de São Paulo. O gráfico apresenta a razão de mistura de vapor d'água atmosférico, em g de vapor por kg de ar seco, no eixo das abscissas e a altitude no eixo das ordenadas.

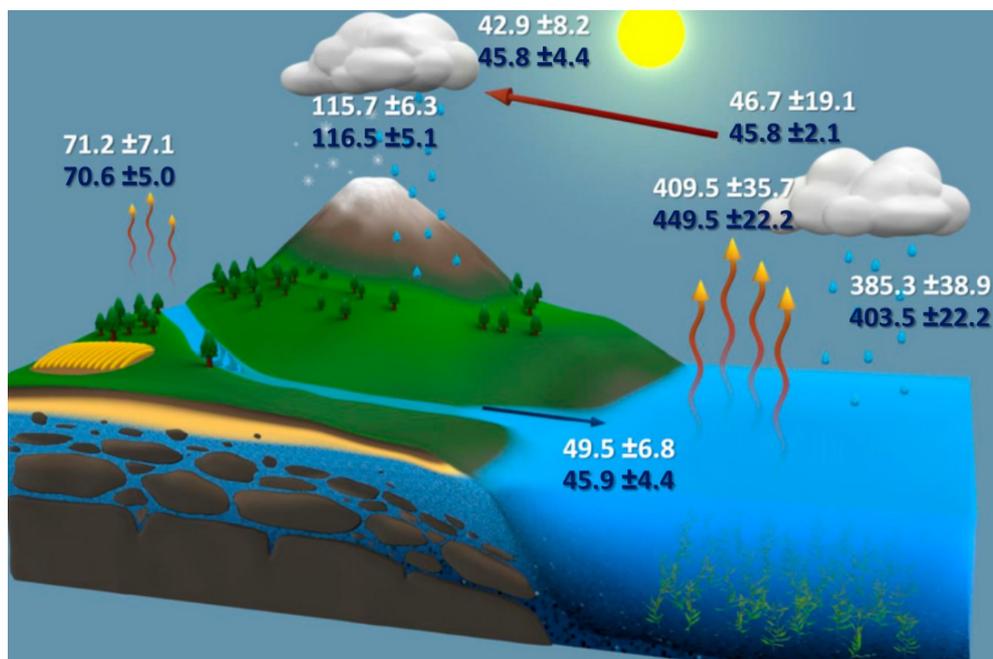


Figura 3. Fluxos médios anuais, em unidades de milhares de km^3/ano , para o ciclo da água global. Medidas observacionais são mostradas em branco enquanto as estimativas em azul representam interpretações de modelos impondo saldo nulo entre reservatórios (Rodell *et al.*, 2015).

Os fluxos médios anuais relativos ao ciclo natural da água são apresentados esquematicamente na *Fig. 3* (Rodell *et al.*, 2015). Processos de evapotranspiração sobre os continentes representam um fluxo de cerca de $71(5) \times 10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$ de vapor d'água para a atmosfera, enquanto sobre oceanos o fluxo estimado é de $450(22) \times 10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$ (Rodell *et al.*, 2015). Em contraste, a pegada hídrica total da humanidade, representando a soma de todos os processos industriais, agrícolas e domésticos, é estimada em $9,1 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$ (Rodell *et al.*, 2015). A comparação dessas estimativas mostra a predominância dos processos naturais sobre o controle do ciclo hidrológico.

Outro importante fator que contribui para os fluxos de vapor d'água na atmosfera é o transporte horizontal de umidade entre diferentes regiões. Em São Paulo, particularmente, a disponibilidade de vapor d'água atmosférico depende fortemente da influência de sistemas meteorológicos de frentes frias, da entrada diária de brisa marítima de leste e das suas interações com a ilha de calor devido à presença da região metropolitana (Freitas *et al.*, 2007). Além disso, ocorre ainda o

fenômeno conhecido como “rios aéreos”, através do qual se dá o transporte de umidade de longa distância, desde a região amazônica (van der Ent *et al.*, 2010; Ellison *et al.*, 2017), passando pelo leste da Cordilheira dos Andes e contribuindo com aumento de precipitação até mesmo em regiões subtropicais e a na bacia do Rio da Prata (Gimeno *et al.*, 2016). Os “rios aéreos” provenientes da Amazônia desempenham um papel crítico no abastecimento de água de boa parte da América do Sul e a região de São Paulo não é uma exceção.

1.3 O papel do vapor d'água no sistema climático

As interações do vapor d'água atmosférico com o sistema climático do planeta são fundamentais para a manutenção dos ecossistemas naturais (Gloor *et al.*, 2015), sendo o próprio equilíbrio energético planetário dependente diretamente dos fluxos atmosféricos de vapor d'água (Sherwood *et al.*, 2010). O papel preponderante do vapor d'água atmosférico fica evidente quando se estuda a partição da energia radiativa no sistema climático (Trenberth, Fasullo and Kiehl, 2009). A superfície terrestre emite em média $398 \pm 5 \text{ W/m}^2$ como radiação de onda longa, sendo que o vapor d'água atmosférico absorve grande parte dessa energia, reemitindo em todas as direções, de tal forma que $319 \pm 9 \text{ W/m}^2$ retornam à superfície (Stephens *et al.*, 2012). Analisando essas quantidades fica claro que os fluxos de absorção e reemissão de radiação térmica terrestre pelo vapor d'água são fatores determinantes na definição do saldo energético do planeta.

O vapor d'água é o principal gás de efeito estufa presente na atmosfera terrestre, porém, ao contrário de outros gases de vida longa, como por exemplo dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O), que se acumulam no ambiente, ele possui uma limitação de quantidade ditada pela equação de Clausius-Clapeyron (O'Gorman and Muller, 2010). Ao atingir o limite máximo de pressão de vapor, ocorre a saturação e conseqüente mudança de fase de parte do vapor d'água, com formação de nuvens e precipitação, sendo o seu excesso removido da atmosfera e mantendo um equilíbrio que é fundamental para o efeito

estufa natural do planeta. No entanto, a pressão de vapor de saturação cresce com a temperatura, fazendo com que o vapor d'água tenha o poder de amplificar o efeito produzido por outras perturbações climáticas. Uma vez que ocorra aquecimento devido a um aumento na concentração de gases de efeito estufa de emissão antrópica, como o CO₂ por exemplo, a pressão de vapor de saturação cresce, gerando um aumento da evapotranspiração e conseqüentemente uma intensificação do efeito estufa, que por sua vez eleva ainda mais a temperatura. Modelos climáticos indicam que este é um ciclo de retroalimentação positiva que aumenta a sensibilidade das temperaturas da superfície ao CO₂ em quase um fator de dois se considerado isoladamente e possivelmente em um fator de três ou mais quando contabilizadas interações com outros *feedbacks* (Held and Soden, 2000). A *Fig. 4* apresenta a relação entre a pressão de vapor de saturação e a temperatura, calculada a partir de uma fórmula numérica aproximada (Huang, 2018), sendo possível observar o crescimento aproximadamente exponencial da quantidade máxima de vapor d'água possível na atmosfera conforme a temperatura se eleva.

Um dos mecanismos de *feedback* relacionados ao crescimento da disponibilidade de vapor d'água atmosférico diz respeito a um possível aumento na formação de nuvens, que levaria a uma maior reflexão da radiação solar incidente e conseqüente redução de temperatura, gerando um ciclo de retroalimentação negativo. No entanto, existe ainda uma grande incerteza associada a como a distribuição de nuvens se comportaria, sendo esse um dos fatores atualmente menos entendidos em modelagem climática e que contribui para um aumento da incerteza em relação à sensibilidade do clima frente às ações antrópicas (Held and Soden, 2000). Esse é um tópico com diversas questões em aberto cuja investigação pode se beneficiar de novas técnicas de medida e de uma melhor caracterização do vapor d'água atmosférico.

Nos cenários de mudanças climáticas previstos pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) são levados em conta todos esses processos de retroalimentação envolvendo o vapor d'água e os gases de efeito estufa de emissão antrópica, sendo tais mecanismos de retroalimentação os

responsáveis por grande parte do aquecimento previsto pelos modelos climáticos aplicados (Sejas and Cai, 2016). Nesses cenários, o aumento médio da temperatura da superfície terrestre se traduz em aumento da evapotranspiração em várias regiões do globo, mas mostra uma redução sobre a Amazônia, devido à diminuição da umidade do solo especificamente nessa região (Pan *et al.*, 2015) que é importante fonte de vapor d'água atmosférico para uma grande parte da América do Sul, conforme discutido anteriormente.

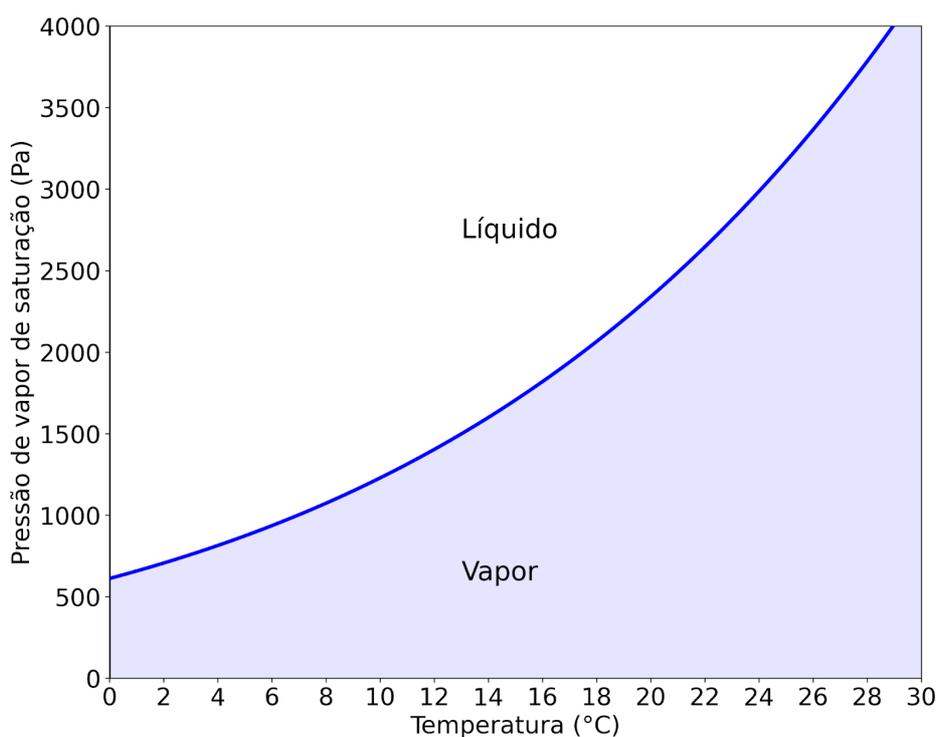


Figura 4. Pressão de vapor de saturação para a água, dada pela equação de Clausius-Clapeyron, calculada a partir de uma fórmula aproximada (Huang, 2018). A região abaixo da curva, em azul claro, indica os estados em que existe apenas vapor na atmosfera. Quando a pressão de vapor do ambiente ultrapassa o valor de saturação torna-se possível a ocorrência de condensação.

Com a elevação da temperatura média global e levando em conta a relação apresentada na *Fig. 4*, a atmosfera adquire a possibilidade de acumular quantidades cada vez maiores de vapor d'água. Além disso, a elevação da temperatura atmosférica e da superfície dos oceanos também favorece a evaporação,

disponibilizando maiores volumes de vapor d'água para o sistema atmosférico e o ciclo hidrológico (Kundzewicz, 2008; Trenberth *et al.*, 2018). Esses crescimentos da capacidade da atmosfera em armazenar umidade e da própria quantidade de vapor d'água disponível influenciam a dinâmica das precipitações, sendo o aumento da frequência e intensidade de eventos extremos algumas das consequências observadas (Kunkel *et al.*, 2020; Neelin *et al.*, 2022). Importante ressaltar que o sexto relatório do IPCC apresenta dados observacionais evidenciando que tanto a elevação da quantidade de vapor d'água atmosférico quanto o aumento da frequência e intensidade de eventos extremos de precipitação já estão ocorrendo atualmente (IPCC, 2021).

Sistemas convectivos de nuvens em escala local, meso e sinótica são componentes importantes do tempo e do clima nos trópicos e subtropicais. Esses sistemas somente podem ocorrer devido à disponibilidade de grandes quantidades de vapor d'água na atmosfera dessa região. A frequência e a intensidade de tais sistemas convectivos estão associadas a grandes fontes de vapor d'água (Holloway and Neelin 2009; 2010), à contribuição de partículas de aerossol (Correia *et al.* 2021) e mecanismos de transporte bem conhecidos entre diferentes regiões planetárias (Salby, 1996; Hartmann, 2016). No entanto, conforme mencionado anteriormente, a forma como se dá o desenvolvimento de nuvens, convecção e precipitação em diferentes condições são algumas das maiores fontes de incerteza em modelagem climática (Sherwood, Bony and Dufresne, 2014).

Existem complexas interações de retroalimentação entre a convecção atmosférica e o ambiente termodinâmico (Sherwood *et al.* 2010), sendo esses alguns dos elementos fundamentais para entender a redistribuição de massa e energia associada ao ciclo hidrológico. É sabido que a convecção depende da disponibilidade de umidade atmosférica, radiação solar para induzir a instabilidade da camada limite (Sherwood *et al.* 2010) e também da influência de partículas de aerossóis naturais e antrópicos (e.g. Correia *et al.*, 2021), no entanto, ainda existem dificuldades na tentativa de entender a física subjacente necessária para modelar esses fenômenos. Por exemplo, a tentativa de explicar a transição entre convecção rasa e convecção profunda depende da investigação do início desse processo (Machado, Laurent, Henri and Lima, Alexandra A., 2002; Adams *et al.*, 2011) com o

máximo de detalhe possível. Neste contexto, novas técnicas de medida de PWV com alta resolução temporal e que permitam análises da distribuição espacial de vapor d'água encontram potencial de aplicação.

1.4 Métodos de medida de PWV

Embora seja uma grandeza crítica para compreender processos de mudança rápida na atmosfera, como a formação de nuvens e o início da convecção, a determinação apropriada dos níveis de PWV, como visto anteriormente, não é uma questão trivial. Determinações de PWV podem ser realizadas a partir de medidas *in situ*, feitas por radiossondas carregadas por balões geralmente lançados duas vezes ao dia, o que está longe de ser suficiente para investigar os ciclos do vapor d'água e processos de convecção atmosférica. Para efetuar medidas de PWV a partir do solo atualmente podem ser utilizados fotômetros solares, radiômetros de microondas, sistemas ópticos do tipo Lidar e ainda uma técnica que emprega o sinal do *Global Positioning System* (GPS). Além disso, medidas de PWV podem também ser realizadas a partir de sensores instalados a bordo de satélites.

Os fotômetros solares utilizam um detector colimado apontando diretamente para o Sol e, a partir da atenuação da radiação solar na região próxima de 940 nm, na qual existe uma linha de absorção do vapor d'água, obtém a medida de PWV (Holben *et al.*, 1998). A técnica gera dados a cada poucos minutos, porém somente pode ser utilizada durante o dia e quando o instrumento tem visão direta do Sol, sem obstruções por nuvens. Dados de fotometria solar disponíveis em São Paulo foram utilizados neste trabalho e o método está descrito em maior detalhe no *Capítulo 3, seção 3.1*.

Radiômetros de microondas utilizam dados de emissões térmicas da atmosfera, na faixa entre 22 e 30 GHz, para obter medidas de PWV. Utilizando esses dados, redes neurais podem ser treinadas utilizando informações históricas de radiossondagens para estimar também o perfil vertical de umidade. O sensoriamento remoto usando microondas em solo pode medir PWV em várias condições, inclusive próximo de nuvens de chuva, mas falha quando há muita água líquida ou chuva pesada (Renju *et al.*, 2015). As medidas de PWV em microondas feitas a partir de

plataformas de satélites, por sua vez, são restritas a superfícies oceânicas para as quais a emissividade é menor do que sobre o continente (Gong, Liu and Foster, 2022).

Sistemas Lidar também podem ser utilizados para monitorar o perfil da razão de mistura de vapor d'água atmosférico e, a partir de sua integral, determinar PWV (Whiteman, Melfi and Ferrare, 1992). A técnica utiliza pulsos de laser emitidos verticalmente enquanto um telescópio capta a radiação retroespalhada pelos constituintes atmosféricos. Para realizar medidas de PWV, o método leva em conta o efeito Raman, que faz com que a luz reemitida tenha um comprimento de onda levemente diferente da radiação incidente. A magnitude do deslocamento é característica da molécula espalhadora, enquanto a intensidade da banda Raman observada é proporcional à densidade de moléculas (Navas-Guzmán *et al.*, 2014). Uma limitação importante da técnica Lidar é a necessidade de períodos maiores de integração do sinal medido, que varia dependendo da intensidade do laser e sensibilidade do sistema receptor, podendo chegar a algumas horas.

O método de atraso de sinal de GPS, por sua vez, utiliza um receptor de GPS e consiste em medir a diferença entre o tempo teórico e o observado para a propagação dos sinais de rádio entre os satélites, em órbita, e o receptor, em solo (Bevis *et al.*, 1992). A interação com a atmosfera gera atrasos nos sinais, sendo parte desses atrasos provocada pela presença do vapor d'água atmosférico. Levando em conta todos os outros fatores envolvidos, é possível obter uma medida do atraso devido apenas ao vapor d'água (*zenithal wet delay*) e a partir dele realizar determinações de PWV em intervalos de tempo que podem chegar a 5 minutos (Sapucci *et al.*, 2019).

Com base em um algoritmo usando dados na região do infravermelho próximo, os sensores de satélite de órbita polar também podem obter medidas de PWV duas vezes ao dia (Seemann *et al.*, 2003). As plataformas geoestacionárias atuais (por exemplo, os *Geostationary Operational Environmental Satellites*, GOES, operados pela *National Oceanic and Atmospheric Administration*, NOAA), por sua vez, podem obter o PWV com uma frequência de minutos e resolução espacial nominal de 10 km (Schmit *et al.*, 2019).

A forma alternativa de determinação de PWV proposta por este trabalho consiste em medir a radiância descendente no infravermelho com um conjunto de sensores localizados em solo e calibrados radiometricamente, comparando as medidas obtidas com tabelas de resultados previamente calculados em simulações numéricas de transferência radiativa, levando em conta uma variedade de diferentes geometrias e configurações físicas (*lookup tables*, LUT). Na região espectral explorada, entre 10 e 12 μm , grande parte da radiação recebida pelo sensor tem origem na emissão das moléculas de vapor d'água presentes na atmosfera e, portanto, é possível determinar o valor de PWV encontrando a simulação que melhor se ajusta às medidas observadas experimentalmente. O grande diferencial introduzido pela técnica proposta é a possibilidade de obter medidas de PWV para cada um dos pixels de uma imagem do céu, o que possibilita a análise da dependência azimutal e espacial da distribuição de vapor d'água de uma forma que nenhuma das técnicas atualmente disponíveis permite.

1.5 Objetivos

Neste trabalho foi desenvolvida uma técnica para a determinação de PWV utilizando uma câmera de infravermelho que faz imagens do céu inteiro, *All Sky Infrared and Visible Analyzer* (ASIVA) (Klebe, Blatherwick and Morris, 2014). As medidas foram realizadas na megacidade de São Paulo, Brasil (latitude: 23,56° S, longitude: 46,74° O, altitude: 786 m) e analisadas criticamente, buscando entender como o método proposto se sai quando comparado às técnicas estabelecidas atualmente disponíveis no local, que são medidas obtidas por fotômetro solar e radiossondas. A cidade de São Paulo sofre grandes variações sazonais tanto nas medidas de PWV quanto nos perfis verticais de umidade, o que torna o local particularmente interessante para testar a técnica em condições atmosféricas variadas. É importante ressaltar que este é um estudo inicial, utilizando apenas dados de alguns dias de medidas do ASIVA, com o objetivo de provar o conceito da técnica de medida proposta.

Os objetivos específicos deste trabalho foram:

a) Caracterizar variabilidade, sazonalidade e tendências de variação das medidas de PWV disponíveis em São Paulo desde o ano de 2001, obtidas por

fotometria solar e radiossondagens, comparando essas duas fontes independentes de dados;

b) Desenvolver e executar um procedimento de calibração para o sensor do infravermelho do ASIVA, obtendo medidas radiometricamente calibradas de radiância espectral do céu;

c) Obter perfis verticais de vapor d'água representativos da atmosfera de São Paulo e estudar a influência da distribuição vertical de vapor d'água nas medidas de radiância espectral do ASIVA no infravermelho;

d) Determinar séries temporais de PWV considerando os perfis verticais de vapor d'água representativos da atmosfera de São Paulo obtidos e também utilizando medidas de radiossondagem para alguns dias específicos, comparando os resultados aos dados de fotometria solar e radiossondagens disponíveis;

e) Obter medidas de PWV para cada pixel de imagens do céu, possibilitando o estudo da distribuição azimutal e espacial do vapor d'água na atmosfera.

Este trabalho está estruturado da seguinte forma: O *Capítulo 2* apresenta a base teórica física necessária para interpretar todas as medidas analisadas, as medições da câmera infravermelha e as simulações de transferência radiativa necessárias para calcular as LUTs. O *Capítulo 3* descreve toda a instrumentação empregada, direta ou indiretamente, o software de simulação de transferência radiativa utilizado e o método proposto para determinação de medidas de PWV a partir de imagens no infravermelho. No *Capítulo 4* é apresentada uma caracterização das medidas de PWV obtidas por radiossondas e fotômetro solar, previamente disponíveis em São Paulo, na sequência é descrito o processo de calibração da câmera infravermelha do ASIVA e são mostradas as medidas de PWV obtidas, na forma de séries temporais diurnas para dois dias de verão e dois dias de inverno e ainda séries temporais noturnas para um dia de verão e um dia de inverno, sendo esses resultados comparados aos dados de fotometria solar e radiossondagens com o objetivo de provar o conceito da técnica de medida. Finalmente, ainda no *Capítulo 4*, é apresentado um exemplo de mapeamento da medida de PWV no céu pixel por pixel. Os resultados são discutidos criticamente no *Capítulo 5*, sendo ainda apresentadas as conclusões e perspectivas futuras para outros trabalhos.

Capítulo 2 – Fundamentação teórica

Este capítulo é dedicado a apresentar os fundamentos teóricos necessários para o desenvolvimento deste trabalho e nos quais se baseiam as análises que serão desenvolvidas nos próximos capítulos. São abordados os conceitos relacionados à radiação eletromagnética e sua interação com os constituintes da atmosfera e grandezas radiométricas fundamentais, enfatizando os processos de absorção e emissão que são os mais importantes para os objetivos propostos.

2.1 Radiação eletromagnética na atmosfera

Radiação é definida como a emissão ou propagação de energia na forma de ondas eletromagnéticas. A principal fonte de energia para o planeta Terra e todos os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na sua superfície e atmosfera é a radiação eletromagnética emitida pelo Sol. A estrela central do Sistema Solar emite radiação em praticamente todo o espectro eletromagnético, no entanto uma enorme parte dela está nas regiões do ultravioleta, visível e infravermelho próximo, sendo que apenas 1% dessa radiação é composta por raios γ , raios X, infravermelho térmico, micro-ondas e rádio (Yamasoe and Corrêa, 2016).

A radiação proveniente do Sol costuma ser denominada como radiação de onda curta devido ao fato de que o espectro solar está em sua grande maioria na região de comprimentos de onda (λ) menores que 4 μm . A superfície da Terra, os corpos próximos a ela e a atmosfera, por sua vez, emitem radiação predominantemente em comprimentos de onda maiores que 4 μm , sendo conhecida como radiação de onda longa ou térmica. Essa diferença entre os espectros solar e terrestre está relacionada às emissões de corpos com temperaturas diferentes, conceito que será abordado em maior detalhe na seção 2.5 (Yamasoe and Corrêa, 2016).

| Name of region | Wavelength (μm) | Frequency (GHz) | Wavenumber (cm^{-1}) |
|-----------------|------------------------------|--------------------|---------------------------------|
| Gamma rays | 10^{-5} | 3×10^{10} | 10^9 |
| X rays | 10^{-2} | 3×10^7 | 10^6 |
| Ultraviolet | 3×10^{-1} | 10^6 | 0.33×10^5 |
| Visible | | | |
| Infrared | 1 | 3×10^2 | 10^4 |
| Microwaves | 10^3 | 10 | 1 |
| Spacecraft | 10^4 (1cm) | 3×10^1 | 1 |
| Television & FM | 10^6 | 3×10^{-1} | 10^{-2} |
| Shortwave | 10^7 | 3×10^{-2} | 10^{-3} |
| AM Radio waves | 10^8 | 3×10^{-3} | 10^{-4} |
| | 10^9 | 3×10^{-4} | 10^{-5} |

Violet 0.4 μm
 Purple
 Blue
 Green
 Yellow
 Orange
 Red 0.7 μm

Figura 5. Esquema das regiões do espectro eletromagnético de acordo com comprimento de onda em μm (*wavelength*), frequência em GHz (*frequency*) e número de onda em cm^{-1} (*wavenumber*) (Liou, 2002).

A Fig. 5 apresenta um esquema das regiões do espectro eletromagnético em função do comprimento de onda, frequência e número de onda. A região do visível está localizada aproximadamente entre os comprimentos de onda 0,4 μm e 0,7 μm , sendo que as radiações ultravioleta e infravermelha correspondem aos intervalos espectrais imediatamente inferior e superior, respectivamente. A radiação infravermelha tem particular importância no desenvolvimento deste projeto, pois ela interage fortemente com gases constituintes da atmosfera terrestre (principalmente o vapor d'água e o gás carbônico) nas regiões do infravermelho próximo (aproximadamente de 0,8 μm a 3,5 μm) e térmico (aproximadamente de 3,5 μm a 1

mm), sendo absorvida e reemitida por esses gases. Essa é exatamente a propriedade que torna o vapor d'água fundamental para o balanço de energia no planeta e tanto a absorção quanto a emissão radiativa pode ser utilizada no desenvolvimento de métodos de medição da quantidade de vapor d'água precipitável na atmosfera.

2.2 Sistema de coordenadas celestes

Antes de abordar as grandezas radiométricas necessárias para o desenvolvimento deste trabalho torna-se necessário definir um sistema de coordenadas celestes. Importante lembrar que serão analisadas imagens de céu inteiro e também realizadas simulações de transferência radiativa na atmosfera, procedimentos nos quais o sistema aqui definido será empregado. Utilizaremos um sistema de coordenadas que toma o horizonte do observador como plano fundamental, dividindo a esfera celeste em dois hemisférios. A *Fig. 6* ilustra o sistema de coordenadas horizontais, mostrando o hemisfério superior, onde o céu é visível.

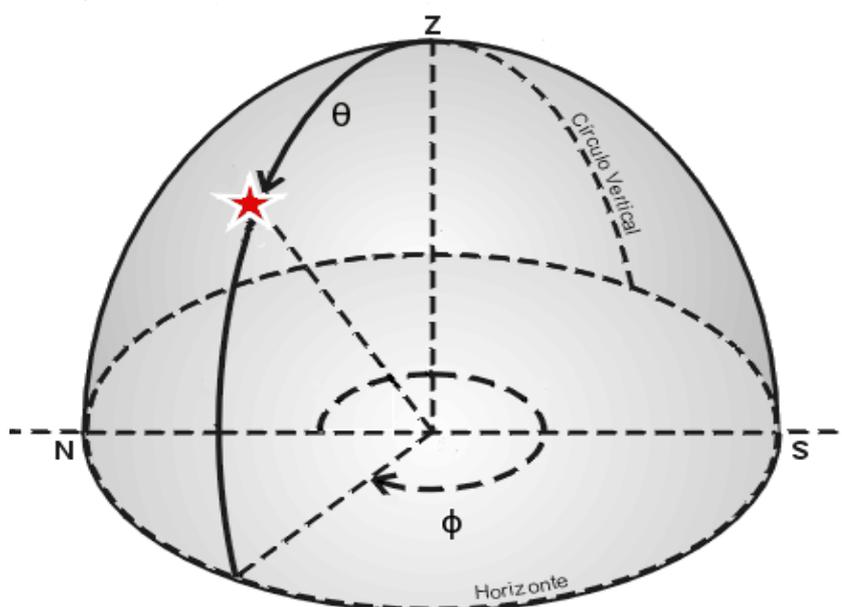


Figura 6. Ilustração do hemisfério superior da esfera celeste visível para um observador posicionado no centro do plano horizontal. A estrela vermelha indica a posição de interesse, definida pelos ângulos azimutal (ϕ) e zenital (θ). São indicados ainda os pontos cardeais norte e sul, marcados com N e S, respectivamente, e o zênite (Z), definido pela extensão da vertical do observador até a esfera celeste.

2.2.1 Ângulos azimutal e zenital

Utilizando o sistema de coordenadas horizontal, podemos localizar qualquer ponto na esfera celeste a partir de dois ângulos independentes: o ângulo azimutal (ϕ) e o ângulo zenital (θ). O ângulo azimutal (ϕ) é medido ao longo do horizonte, a partir do norte (marcado como N na *Fig. 6*) e cresce em sentido horário até o círculo vertical que contém o ponto de interesse, variando entre 0 e 360°. O ângulo zenital (θ), por sua vez, é medido desde o zênite (pólo do hemisfério superior, marcado como Z na *Fig. 6*) sobre o círculo vertical até a posição do ponto em questão, variando entre 0 e 90° no hemisfério superior. Importante notar que na *Fig. 6* o azimute cresce em sentido horário no plano horizontal, no entanto, em imagens do céu, que são observações realizadas de baixo para cima, o ângulo azimutal cresce em sentido contrário (anti-horário).

2.2.2 Massas de ar

Ao analisar imagens de céu inteiro obtidas pela câmera do ASIVA será conveniente utilizar uma coordenada alternativa, que é dependente do ângulo zenital (θ), sendo definida pela massa de ar atravessada pela linha de visada. A massa de ar absoluta é definida como a integral da densidade atmosférica sobre a linha de visada, no entanto, a grandeza utilizada neste trabalho será a massa de ar relativa (m_r) definida pela proporção entre a massa de ar absoluta em uma determinada direção e a massa de ar absoluta no zênite. Desta forma, por definição, m_r no zênite é 1, aumentando conforme o ângulo zenital cresce. Para os casos em que a região de estudo não é muito próxima ao horizonte (ângulos zenitais não muito elevados) uma boa aproximação é obtida assumindo uma atmosfera plana, paralela e homogênea. Nesse caso, em que a densidade da atmosfera é considerada constante e a curvatura da Terra é ignorada, a massa de ar absoluta é proporcional ao caminho óptico percorrido na atmosfera, sendo possível escrever a seguinte relação trigonométrica simples:

$$\cos\theta = \frac{m_z}{m_\theta} \rightarrow m_\theta = \frac{m_z}{\cos\theta} \quad (2)$$

onde m_θ é a massa de ar absoluta para um ângulo zenital θ e m_z é a massa de ar absoluta para o zênite. Como a massa de ar relativa m_r é definida como a razão entre m_θ e m_z , obtemos a expressão:

$$m_r = \frac{1}{\cos\theta} \quad (3)$$

2.3 Grandezas radiométricas básicas

2.3.1 Ângulo sólido

No estudo dos processos radiativos atmosféricos é útil analisar a quantidade de energia radiante emitida ou recebida em um elemento de ângulo sólido. Em duas dimensões, um ângulo plano φ é definido como um arco de comprimento l sobre um círculo de raio R , desta forma $\varphi = l/R$. Analogamente, em três dimensões, um ângulo sólido corresponde a uma superfície de área σ sobre uma esfera de raio R . Temos então:

$$\Omega = \frac{\sigma}{R^2} \quad (4)$$

Embora um ângulo sólido seja uma grandeza adimensional utiliza-se como unidade o esterradiano (sr), no Sistema Internacional de Unidades (SI).

A área infinitesimal de um ponto de coordenadas esféricas θ e ϕ sobre a superfície da esfera de raio R centrada na origem é dada por:

$$d\sigma = R^2 \operatorname{sen}\theta \, d\theta \, d\phi \quad (5)$$

Desta forma, um ângulo sólido infinitesimal pode ser definido como:

$$d\Omega = \frac{d\sigma}{R^2} = \operatorname{sen}\theta \, d\theta \, d\phi \quad (6)$$

Integrando $d\Omega$, com θ no intervalo entre 0 e π e com ϕ variando entre 0 e 2π , obtemos o ângulo sólido definido por uma esfera, cujo valor é 4π sr.

2.3.2 Irradiância e radiância

O fluxo radiativo (Φ) pode ser definido como a potência radiante emitida, recebida ou transferida, sendo dado pela razão entre a energia radiante e o tempo e escrita na forma diferencial como:

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad (7)$$

Seu valor é dado, em unidades do SI, em J/s ou W (Watt) e a partir de sua integral no tempo é possível obter a energia radiante Q :

$$Q = \int_{\Delta t} \Phi dt \quad (8)$$

O quociente entre o fluxo radiativo que é emitido em uma determinada direção do espaço e o ângulo sólido infinitesimal que representa tal direção define uma intensidade radiativa ou intensidade radiante (I), dada por:

$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega} \quad (9)$$

A intensidade radiante, em unidades do SI, é dada em $W \text{ sr}^{-1}$.

A irradiância (E), definida para um ponto qualquer de uma superfície, é a razão entre o fluxo radiativo incidente sobre um elemento de superfície que contém o ponto considerado e a área deste elemento de superfície, sendo expressa em Wm^{-2} , em unidades do SI (Yamasoe and Corrêa, 2016) e dada por:

$$E = \frac{d\Phi}{dA} \quad (10)$$

A quantidade de radiação recebida ou emitida por um ponto em uma direção bem determinada define a radiância (L), sendo que essa grandeza é dada pelo quociente entre a intensidade radiativa observada em um elemento de superfície e a área da projeção ortogonal desta superfície infinitesimal num plano perpendicular à direção considerada:

$$L = \frac{dI}{\cos\theta dA} \quad (11)$$

A radiância, em unidades do SI, é expressa em $\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1}$.

2.3.3 Densidades Espectrais

As grandezas definidas anteriormente em geral são dependentes do comprimento de onda (λ), frequência (ν) ou número de onda (k), podendo ser especificadas para um determinado intervalo infinitesimal $\lambda + d\lambda$, por exemplo. Nesse caso, as quantidades estudadas são ditas espectrais e utiliza-se o índice subscrito adequado.

A radiância espectral com relação ao comprimento de onda (L_λ), por exemplo, será utilizada durante as análises dos próximos capítulos, sendo expressa em unidades de $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m sr}$ e definida como:

$$L_\lambda = \frac{dL}{d\lambda} \quad (12)$$

2.4 Absorção, emissão e espalhamento

A radiação eletromagnética interage com os constituintes da atmosfera por espalhamento, absorção ou emissão. No processo de absorção, parte da energia do feixe de radiação incidente é transferida para o meio se transformando em outras formas de energia, comumente em energia térmica. A energia absorvida por partículas e moléculas pode ainda ser reemitida, sendo o vapor d'água um dos componentes atmosféricos que participa de processos de absorção de radiação, nas regiões do espectro visível, infravermelho próximo, infravermelho térmico e micro-ondas e também de emissão, principalmente no infravermelho térmico e micro-ondas.

Os componentes da atmosfera podem absorver e emitir radiação devido aos seus espectros de absorção/emissão atômico e molecular. As absorções e emissões atômicas são quantizadas, de tal forma que um átomo apenas absorve e emite fótons de radiação em frequências bem determinadas e equivalentes à diferença de

energia entre diferentes estados eletrônicos do átomo (Yamasoe and Corrêa, 2016). O espectro de absorção/emissão molecular, por sua vez, é bem mais complexo, pois as moléculas apresentam outras formas de energia interna, como as energias cinética de rotação, vibração e translação, além das transições eletrônicas (Yamasoe and Corrêa, 2016). Os processos de rotação e vibração, assim como as transições eletrônicas, são quantizados e governados por regras de seleção, sendo que as absorções e emissões devidas a esses eventos ocorrem em comprimentos de onda definidos conhecidos como linhas de absorção/emissão e característicos de cada espécie química (Yamasoe and Corrêa, 2016).

As energia envolvidas em transições eletrônicas de moléculas na atmosfera se encontram principalmente nas regiões do ultravioleta e do visível ($\lambda < 1 \mu\text{m}$). A energia necessária para interagir com a energia cinética de vibração está tipicamente na região do infravermelho ($\lambda \approx 1 \mu\text{m}$ a $20 \mu\text{m}$). Para temperaturas em torno de 300 K, a energia cinética de translação envolvida nas colisões entre moléculas é equivalente a valores de energia do infravermelho térmico ($\lambda \approx 100 \mu\text{m}$). A energia cinética de rotação, por sua vez, é da ordem de grandeza daquela da radiação do infravermelho longínquo e das micro-ondas ($\lambda \approx 10^3 \mu\text{m}$ a $10^5 \mu\text{m}$) (Yamasoe and Corrêa, 2016).

A maior parte da luz que chega aos nossos olhos não vem diretamente de uma fonte luminosa, mas indiretamente, devido ao espalhamento, que é um processo físico fundamental associado à interação das ondas eletromagnéticas com a matéria e ocorre em todo o espectro eletromagnético. Nos processos de espalhamento na atmosfera a radiação apenas muda sua orientação ao interagir com moléculas, aerossóis ou nuvens contendo gotas de água ou cristais de gelo (Liou, 2002). Nesse caso a radiação pode ser refletida (quando retorna ao hemisfério de origem em relação a um plano de referência) ou transmitida para o outro hemisfério. Em estudos atmosféricos é comum definir esses hemisférios utilizando como referência um plano horizontal (Yamasoe and Corrêa, 2016).

2.4.1 Absorção e emissão do vapor d'água atmosférico

O vapor d'água interage com a radiação atmosférica através dos processos de absorção e emissão descritos anteriormente e, além disso, ocorre ainda o

fenômeno conhecido como *contínuo do vapor d'água*. Esse fenômeno é caracterizado por absorção/emissão que variam suavemente com o comprimento de onda, ocorrendo de forma contínua na região espectral entre o infravermelho e as micro-ondas, entre as linhas vibracionais/rotacionais do vapor d'água (Shine, Ptashnik and Rädel, 2012). A causa teórica do contínuo do vapor d'água ainda não é completamente conhecida, sendo propostos modelos baseados nos alargamentos das linhas previstas, provocados por efeitos de colisões entre as moléculas (Vigasin, 2014). Apesar de se tratar de um tópico de estudos ainda em desenvolvimento, o contínuo do vapor d'água é bem caracterizado de forma empírica, principalmente na janela atmosférica do infravermelho que será explorada na técnica de medida aqui desenvolvida, entre os comprimentos de onda de 8 e 13 μm (Shine, Ptashnik and Rädel, 2012).

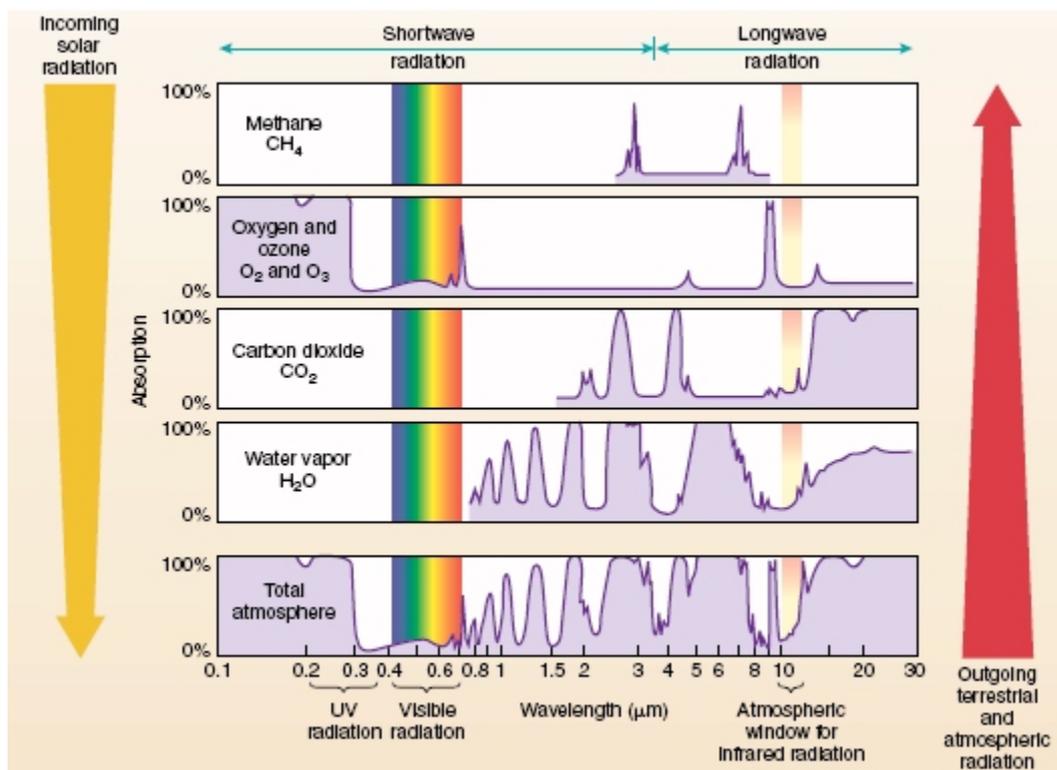


Figura 7. Absorção de radiação por metano, oxigênio, ozônio, dióxido de carbono, vapor d'água e para a atmosfera completa no intervalo entre 0,1 e 30 μm . Estão destacados o espectro da luz visível (nas cores do arco-íris) e a janela atmosférica do infravermelho explorada neste trabalho (faixa colorida entre 10 e 12 μm). Imagem extraída de <https://cimss.ssec.wisc.edu/sage/meteorology/lesson1/AtmAbsorbtion.htm>

Neste trabalho, foram realizadas medidas de emissão de radiação pelo vapor d'água na região espectral de uma das janelas atmosféricas do infravermelho, localizada entre os comprimentos de onda de aproximadamente 8 μm e 13 μm , especialmente na faixa entre 10 e 12 μm . Essa é uma região do espectro na qual a atmosfera é mais transparente, no entanto, existem linhas de absorção e emissão de constituintes atmosféricos, como por exemplo do próprio vapor d'água, o que possibilita o seu estudo nessa faixa de comprimentos de onda. Essas emissões ocorrem devido a linhas de emissão vibrato-rotacionais da molécula de água e também devido ao fenômeno do contínuo do vapor d'água. Foram ainda analisadas medidas de fotometria solar nas quais é utilizada uma das bandas de absorção (centrada em $\lambda = 940 \text{ nm}$) que ocorre devido a transições eletrônicas da molécula de água.

A *Fig. 7* mostra a absorptância dos principais componentes absorvedores presentes na atmosfera (metano, oxigênio, ozônio, dióxido de carbono e vapor d'água) assim como a absorptância total da atmosfera da Terra, evidenciando as regiões de janela atmosférica, nas quais existe menor absorção. Nessas regiões, em branco, a radiação solar de onda curta pode atingir a superfície da Terra e a radiação terrestre de onda longa pode escapar para o espaço, sendo que se destacam a janela atmosférica do visível (entre 0,3 e 0,7 μm) e a janela atmosférica do infravermelho (entre 8 e 13 μm). A região explorada neste trabalho, aproximadamente entre 10 e 12 μm , está destacada por uma faixa colorida. Analisando a *Fig 7*. é possível ainda observar o papel proeminente que o vapor d'água desempenha na absorção de radiação terrestre de onda longa.

2.4.2 Absortância, refletância e transmitância

Considerando um feixe de radiação eletromagnética que incide sobre um meio material, parte ou toda a energia radiante poderá ser absorvida pelo meio. A absorptância do meio (a_λ) é definida (Yamasoe and Corrêa, 2016) como a fração de energia incidente que é absorvida, podendo ser escrita, em função dos fluxos radiativos incidente ($\Phi_{i\lambda}$) e absorvido ($\Phi_{a\lambda}$), como:

$$a_\lambda = \frac{\Phi_{a\lambda}}{\Phi_{i\lambda}} \quad (13)$$

Definindo um plano de referência é possível identificar o hemisfério de origem do feixe de radiação eletromagnética e, caso nem toda radiação seja absorvida, parte dela poderá ser refletida de volta ao hemisfério de origem e parte transmitida através do meio. Define-se refletância (r_λ) como a fração de radiação incidente que é refletida e transmitância (t_λ) como a fração transmitida (Yamasoe and Corrêa, 2016). Analogamente à absorptância, temos:

$$r_\lambda = \frac{\Phi_{r\lambda}}{\Phi_{i\lambda}} \quad (14)$$

$$t_\lambda = \frac{\Phi_{t\lambda}}{\Phi_{i\lambda}} \quad (15)$$

É importante notar que absorptância, refletância e transmitância são, em geral, fortemente dependentes do comprimento de onda da radiação incidente, por isso são definidas com o subscrito λ .

2.4.3 Lei de Beer-Lambert-Bouguer

Conforme visto anteriormente, uma quantidade de radiação com intensidade espectral ($I_\lambda(0)$) incidente em um meio material de espessura s_1 , pode interagir com a matéria sofrendo absorção ou espalhamento. A somatória desses dois fatores é conhecida como atenuação e diminui a intensidade de radiação emergente ($I_\lambda(s_1)$) em relação à incidente, considerando uma mesma direção (Liou, 2002). A *Fig. 8* apresenta um esquema para a atenuação da intensidade espectral de um feixe de radiação ao atravessar o meio (Liou, 2002).

Da mesma forma que a intensidade radiativa, a radiância espectral emergente na direção de incidência da radiação cai exponencialmente conforme a lei de Beer-Lambert-Bouguer (Liou, 2002):

$$L_\lambda(s_1) = L_\lambda(0)exp(-\delta_\lambda) \quad (16)$$

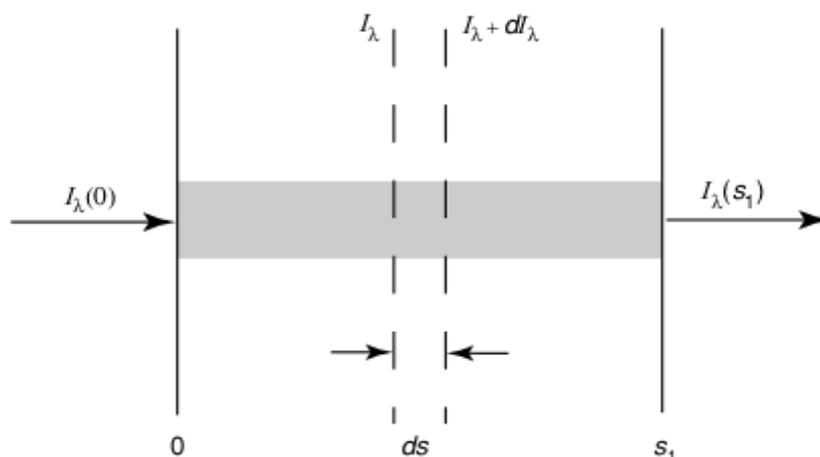


Figura 8. Atenuação da intensidade espectral (I_λ) de um feixe de radiação eletromagnética ao atravessar um meio material absorvente ou espalhador de espessura s_1 (Liou, 2002).

sendo δ_λ a espessura óptica, definida pela Eq. 17, onde β_λ é o coeficiente linear de atenuação do meio, definido como a taxa de redução da radiância espectral por unidade de caminho óptico (Liou, 2002):

$$\delta_\lambda = \int_0^{s_1} \beta_\lambda(s) ds \quad (17)$$

2.4.4 Profundidade óptica

A partir do conceito de espessura óptica é útil definir profundidade óptica (τ_λ) como a espessura óptica projetada na direção vertical, sendo dada pela Eq. 18, na qual θ é o ângulo zenital de incidência da radiação (Liou, 2002):

$$\tau_\lambda = \delta_\lambda \cos\theta \quad (18)$$

A profundidade, ao contrário da espessura óptica, não depende do comprimento do caminho óptico percorrido pela radiação, que cresce conforme o ângulo zenital aumenta. Desta forma é possível, por exemplo, comparar medidas feitas em diferentes ângulos zenitais sendo a profundidade óptica uma grandeza bastante empregada em estudos de física atmosférica.

2.5 Radiação de corpo negro

Um corpo negro é definido como um meio ou substância que absorve toda a radiação eletromagnética incidente, reemitindo com a mesma taxa de absorção para assim se manter em equilíbrio térmico (Liou, 2002). Dessa forma, um corpo negro emite radiação característica, conhecida como radiação de corpo negro, que é função apenas do comprimento de onda, da temperatura e da área do corpo negro observado (Liou, 2002). A seguir, serão apresentadas brevemente as quatro leis fundamentais que governam a radiação do corpo negro.

2.5.1 Lei de Planck

A radiância espectral emitida por um corpo negro à temperatura T é descrita pela função de Planck, sendo h a constante de Planck, c a velocidade da luz no vácuo e k a a constante de Boltzmann (Yamasoe and Corrêa, 2016):

$$B_{\lambda} = \frac{2hc}{\lambda^5 [\exp(\frac{hc}{\lambda kT}) - 1]} \quad (19)$$

2.5.2 Lei de Kirchhoff

Considerando um corpo em equilíbrio radiativo e térmico, a radiação absorvida por unidade de área deve ser igual à radiação emitida, para um determinado comprimento de onda, caso contrário o equilíbrio seria quebrado. A emissividade desse corpo em relação a um determinado comprimento de onda (ε_{λ}) é definida como a razão entre a radiância emitida pelo corpo e o valor da função de Planck, sendo igual à sua absorptância (a_{λ}) (Yamasoe and Corrêa, 2016):

$$\varepsilon_{\lambda} = a_{\lambda} \leq 1 \quad (20)$$

Temos então que um corpo com absorptância a_{λ} , em equilíbrio radiativo e térmico, absorve $a_{\lambda}B_{\lambda}(T)$ e emite $\varepsilon_{\lambda}B_{\lambda}(T)$. Quando o corpo em questão se trata de um corpo negro tanto a absorção quanto a emissão são máximas:

$$\varepsilon_{\lambda} = a_{\lambda} = 1 \quad (21)$$

Um corpo que apresenta absorvância e emissividade constantes em um determinado intervalo espectral e menores do que a unidade é dito *corpo cinza*.

2.5.3 Lei de Stefan-Boltzmann

A radiância total emitida pelo corpo negro considerado pode ser obtida a partir da integração da função de Planck em todo o espectro. O resultado dessa integração é dado por (Yamasoe and Corrêa, 2016):

$$B(T) = \frac{2\pi^4 k^4}{15h^3 c^2} T^4 \quad (22)$$

Como um corpo negro emite radiação de forma isotrópica é possível calcular a sua irradiância total integrando a radiância (Eq. 22) ao longo de uma superfície hemisférica. O resultado é dado pela lei de Stefan-Boltzmann, sendo σ a constante de Stefan-Boltzmann (Yamasoe and Corrêa, 2016):

$$E(T) = \pi B(T) = \sigma T^4 \quad (23)$$

Para um corpo diferente de um corpo negro, de emissividade ε , a lei de Stefan-Boltzmann assume a seguinte forma:

$$E(T) = \varepsilon \sigma T^4 \quad (24)$$

2.6 Equação de transferência radiativa

A equação de transferência radiativa (ETR) é de fundamental importância na avaliação e modelagem de processos radiativos atmosféricos, levando em conta a somatória de todos os eventos de atenuação e incremento de radiação em uma determinada direção e determinando a radiância resultante. A ETR leva em conta os processos de absorção, emissão, remoção por espalhamento e adição por espalhamento proveniente de radiação incidente em outras orientações (Yamasoe and Corrêa, 2016).

Uma aproximação bastante utilizada em física atmosférica é a da atmosfera plano-paralela. Segundo essa aproximação, considera-se que as variações verticais

de propriedades do meio são muito mais significativas do que as variações horizontais e também que a curvatura da atmosfera é desprezável, pois sua espessura (aproximadamente 120 km) é bastante pequena se comparada ao raio da Terra (cerca de 6300 km). A atmosfera é então tratada como um conjunto de camadas planas e paralelas estruturadas verticalmente e com características horizontalmente homogêneas (Yamasoe and Corrêa, 2016).

Levando em conta a aproximação plano-paralela, a ETR para um feixe de radiação que atravessa a atmosfera pode ser escrita como (Yamasoe and Corrêa, 2016):

$$\pm \mu \frac{dL_\lambda(z, \mu, \phi)}{d\tau_\lambda(z)} = L_\lambda(z, \mu, \phi) - S_\lambda(z, \mu, \phi) \quad (25)$$

sendo τ_λ a profundidade óptica de atenuação, z a altitude, $\mu = \cos\theta$ o cosseno do ângulo zenital, ϕ o ângulo azimutal, L_λ a radiância incidente e S_λ a radiação adicionada ao feixe incidente pelos processos de espalhamento e emissão.

Considerando equilíbrio termodinâmico local e escrevendo S_λ com mais detalhes, temos (Yamasoe and Corrêa, 2016):

$$\pm \mu \frac{dL_\lambda(z, \mu, \phi)}{d\tau_\lambda(z)} = L_\lambda(z, \mu, \phi) - [1 - \omega_{0\lambda}(z)]B_\lambda(T(z)) - \omega_{0\lambda}(z)J_\lambda(z, \mu, \phi) \quad (26)$$

onde $B_\lambda(T)$ é a função de Planck para um corpo negro à temperatura T , J_λ é a função fonte de espalhamento múltiplo e $\omega_{0\lambda}$ é o albedo simples, definido como a razão entre a eficiência de espalhamento e a eficiência de atenuação e dado por:

$$\omega_{0\lambda}(z) = \frac{\beta_{\lambda e}(z)}{\beta_{\lambda e}(z) + \beta_{\lambda a}(z)} = \frac{\beta_{\lambda e}(z)}{\beta_\lambda(z)} \quad (27)$$

sendo $\beta_{\lambda e}$ o coeficiente linear de atenuação devido apenas ao espalhamento, $\beta_{\lambda a}$ o coeficiente linear de atenuação devido a absorção e β_λ o coeficiente linear de atenuação total.

Métodos numéricos são bastante utilizados para a resolução da ETR. Neste trabalho será empregado o método que utiliza a aproximação plano-paralela com ordenadas discretas, *Discrete Ordinates Radiative Transfer* (DISORT), proposto por Chandrasekhar (1960) e Stamnes et al. (1988). O *software* de modelagem de

transferência radiativa utilizado é o libRadtran (Mayer and Kylling, 2005; Emde *et al.*, 2016), que será abordado em maior detalhe no próximo capítulo.

Capítulo 3 – Instrumentação e metodologia

Este capítulo descreve a instrumentação utilizada para obter os dados analisados no *Capítulo 4*, assim como as metodologias empregadas desde a calibração dos equipamentos até a obtenção de medidas de radiância e quantidade de vapor de água precipitável na atmosfera. Os principais instrumentos utilizados foram um fotômetro solar da rede *Aerosol Robotic Network* (AERONET) (Holben *et al.*, 1998) e um instrumento *All Sky Infrared Visible Analyzer* (ASIVA) (Klebe, Blatherwick and Morris, 2014) ambos instalados no mesmo local, no Instituto de Física da Universidade de São Paulo (IFUSP). Foram também utilizados dados de PWV integrado e perfil vertical atmosférico de vapor d'água obtidos a partir de radiossondas lançadas diariamente às 0h e 12h UTC (21h e 9h, no horário local) do Aeroporto do Campo de Marte, na zona norte de São Paulo (dados obtidos no site do Departamento de Ciência Atmosférica da Universidade do Wyoming: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, acessado em 6 de novembro de 2022). Utilizamos ainda o software libRadtran (*Library for Radiative Transfer*) (Mayer and Kylling, 2005; Emde *et al.*, 2016) para realização de simulações de transferência radiativa na atmosfera.

Neste trabalho foi feita uma caracterização das medidas de PWV já existentes para São Paulo, obtidas por fotometria solar (AERONET) e radiossondagens. Foi também desenvolvida uma nova técnica de medição de PWV a partir de imagens obtidas pelo ASIVA na região do infravermelho térmico, mais precisamente em comprimentos de onda entre 8 μm e 12 μm . O ASIVA produz imagens radiometricamente calibradas do céu e a partir delas é possível obter L_λ para cada pixel da imagem em uma região do espectro delimitada por um filtro de transmitância espectral conhecida. Utilizando dados de radiossondagem para obter o perfil atmosférico, pode-se simular L_λ esperada para quantidades diferentes de vapor d'água até obter o melhor ajuste entre os dados simulados e experimentais e assim determinar o valor de PWV no momento da observação. O fotômetro solar da

rede AERONET obtém a quantidade de vapor de água a partir de outro método, detalhado na *subseção 3.1.1*, podendo ser usado na validação da técnica.

3.1 Fotômetro solar AERONET

A rede de fotômetros solares AERONET faz parte de um programa estabelecido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) com a colaboração de diversas agências, institutos e universidades em diversos locais do planeta. O programa fornece um banco de dados de domínio público de observações globalmente distribuídas apresentando principalmente propriedades ópticas e radiativas de aerossóis (Holben *et al.*, 1998). O principal produto obtido é a profundidade óptica de aerossol (AOD, do inglês *aerosol optical depth*) em diversos comprimentos de onda, no entanto, também são determinadas outras grandezas sendo uma delas a coluna de vapor d'água precipitável na atmosfera (PWV).



Figura 9: Fotômetro solar Cimel da rede AERONET (*Aerosol Robotic Network*). O fotômetro pode ser visto acima de um pedestal à direita na imagem, acompanhado de uma placa fotovoltaica, sistema de controle e antena para transmissão dos dados. *Fonte:* https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/system_descriptions.html, acessado em 15 de fevereiro de 2021.

Um fotômetro solar da rede AERONET é composto por um sensor fotodetector, que opera em uma larga região do espectro eletromagnético, provido de um colimador de 25 cm que restringe o ângulo sólido observado possibilitando a captação da radiação proveniente apenas de uma direção bem determinada e, dessa forma, medindo a radiância naquela direção. Essa estrutura é montada sobre um robô que a movimenta apontando o fotômetro na direção do Sol ou do céu, conforme a medida a ser realizada. Utilizando esse método são obtidas medições diretas de radiância solar e celeste em diferentes comprimentos de onda empregando vários filtros de interferência. O filtros podem variar e dependendo do local são centrados em 340, 380, 440, 550, 670, 870, 940 e 1020 nm (Holben *et al.*, 1998). Os dados provenientes das medidas de radiância são utilizados para estudar propriedades de aerossóis e transferência radiativa no ultravioleta, visível e infravermelho próximo. A partir das medições usando o filtro centrado em 940 nm é possível determinar o valor da coluna de vapor d'água atmosférico precipitável (PWV) (Holben *et al.*, 1998). A *Fig. 9* mostra a fotografia de um fotômetro solar Cimel utilizado na rede AERONET.

Medidas de PWV são realizadas por um fotômetro da AERONET instalado em São Paulo, no IFUSP, no topo do prédio Oscar Sala (latitude: 23,56° S, longitude: 46,74° O, altitude: 786 m) desde novembro do ano 2000 até o presente momento. No entanto, existem muito poucos dados nos primeiros meses de operação, até o início de 2001. Existe ainda uma série de interrupções na série temporal devidas a períodos em que o sistema não operou, sendo a maior delas de fevereiro de 2012 a novembro de 2014. Neste trabalho todos os dados de PWV disponíveis foram utilizados inicialmente para realizar uma caracterização do vapor d'água atmosférico em São Paulo. As medidas foram ainda comparadas às obtidas por radiossondagens realizadas no Campo de Marte e, por fim, foram utilizadas para validação da técnica de determinação de PWV desenvolvida, por ser um conjunto de medidas determinadas de forma independente e com a qual os resultados obtidos podem ser comparados. Todos os dados de fotometria solar utilizados neste trabalho foram obtidos a partir do website do *NASA Goddard Space Flight Center* (https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/index.html, acessado em 6 de novembro de 2022, às 12h UTC) e estão disponíveis para acesso público.

3.1.1 Determinação de PWV

O método para determinação de PWV usando fotometria solar utiliza a atenuação de radiação através da atmosfera usando a lei de Beer-Lambert-Bouguer modificada (Pérez-Ramírez *et al.*, 2014). Conhecendo-se a radiância que deveria ser medida no topo da atmosfera e levando-se em conta todos os outros fatores que contribuem para a atenuação da radiação (espalhamento molecular, profundidade óptica de aerossóis e absorção de outros gases) é possível obter a contribuição de absorção devida apenas ao vapor d'água e então, a partir de simulações, determinar a quantidade de vapor d'água atmosférico no caminho óptico e conseqüentemente o valor de PWV. Essa medida é feita com o fotômetro apontado em direção ao Sol e utilizando um filtro na região do infravermelho próximo, em 940 nm. Existe uma linha de absorção da molécula de água centrada nesse comprimento de onda que faz com que ocorra uma grande contribuição do vapor d'água para a atenuação da radiação solar nessa região do espectro.

A tensão de resposta (V) do fotômetro solar à radiação eletromagnética na região espectral de interesse é dada pela seguinte expressão (Halothore *et al.*, 1997; Schmid *et al.*, 2001):

$$V = \frac{V_0 e^{-m_r \tau_{atm} t_w}}{d^2} \quad (28)$$

sendo V_0 a tensão extrapolada para o topo da atmosfera (sinal que o instrumento mediria sem a influência da atmosfera), que pode ser obtida a partir da calibração, d a distância Terra-Sol no momento da observação (em unidades astronômicas), m_r a massa de ar relativa, τ_{atm} a profundidade óptica atmosférica (considerando todos os fatores que contribuem para a atenuação da radiação solar exceto o vapor de água) e t_w é definida como a transmitância devida apenas ao vapor de água.

Para o cálculo de τ_{atm} se faz necessário obter a profundidade óptica devido ao espalhamento molecular e à profundidade óptica de aerossol em 940 nm, que são calculadas seguindo os procedimentos que a rede AERONET usa em seu produto principal. A absorção de outros gases com exceção do vapor d'água também é considerada, principalmente bandas de absorção fracas de O_3 e NO_2 (Schmid *et al.*, 2001).

A transmitância devida apenas ao vapor de água (t_w), por sua vez, é definida como (Halthore *et al.*, 1997; Schmid *et al.*, 2001):

$$t_w = e^{-a(m_w W)^b} \quad (29)$$

onde m_w é a massa de ar óptica relativa de vapor de água (Gueymard, 2001) enquanto a e b são dois coeficientes que dependem da posição do comprimento de onda central no espectro, da largura e forma da função de filtro do fotômetro, bem como do perfil vertical de pressão e temperatura da atmosfera e da distribuição vertical de vapor de água (Halthore *et al.*, 1997).

Se os coeficientes a e b são conhecidos, é possível calcular a tensão de calibração V_0 a partir de observações feitas em um local de alta montanha extrapoladas para o topo da atmosfera, conforme o método de Langley. A coluna de vapor d'água precipitável pode então ser calculada segundo a equação a seguir, que é obtida a partir da combinação das expressões para V e t_w (Bruegge *et al.*, 1992):

$$W = \frac{1}{m_w} \left\{ \frac{1}{a} \left[\ln \left(\frac{V_0}{V d^2} \right) - m_r \tau_{atm} \right] \right\}^{\frac{1}{b}} \quad (30)$$

As determinações de PWV empregando um fotômetro solar apresentam duas fontes principais de incertezas: o processo de medição e a metodologia utilizada. As incertezas associadas ao processo de medição incluem a incerteza aleatória no sinal medido, representando menos de 1% (Holben *et al.*, 1998), e a incerteza sistemática associada à calibração, correspondendo a entre 4 e 5% da medida de PWV (Pérez-Ramírez *et al.*, 2014). Por outro lado, as incertezas associadas à metodologia devem-se à utilização de um modelo simplificado para a transmitância do vapor de água (Halthore *et al.*, 1997; Schmid *et al.*, 2001; Alexandrov *et al.*, 2009) e pode chegar a 5% da medida (Pérez-Ramírez *et al.*, 2014). A incerteza total da medida de PWV da AERONET é o resultado de uma combinação de todas essas fontes de incertezas, resultando no valor de $\pm 10\%$ (Alexandrov *et al.*, 2009; Pérez-Ramírez *et al.*, 2014).

3.1.2 Calibração

Os coeficientes a e b são calculados ajustando t_w a dados gerados a partir do banco de dados HITRAN 2000 (Rothman *et al.*, 2003) usando o código de transferência radiativa *Spherical Harmonics* (SHARM) (Lyapustin, 2005). Cada fotômetro solar da rede AERONET possui seus próprios valores de a e b , dependendo da configuração do filtro, e esses coeficientes são considerados fixos até que o filtro seja trocado.

Para obtenção da tensão extrapolada para o topo da atmosfera (V_0) (Shaw, 1982) o sistema da AERONET usa como referência fotômetros solares calibrados no Observatório Mauna Loa (3397 m de altitude) a cada 3 meses, para os quais a tensão V_0 é inferida com uma precisão de aproximadamente 0,2 a 0,5%. Esses instrumentos de referência são então transferidos para o NASA *Goddard Space Flight Center*, para onde todos os fotômetros solares da rede são enviados periodicamente para serem calibrados com relação aos instrumentos de referência (Holben *et al.*, 1998). Os arquivos disponíveis na rede AERONET são divididos em três níveis de qualidade: nível 1.0 para os dados brutos, nível 1.5 para dados sem a presença de nuvens e nível 2.0 após a realização do processo da calibração (Smirnov *et al.*, 2000). Apenas dados de PWV calibrados de nível 2.0 da AERONET foram utilizados nas análises realizadas neste trabalho.

3.2 ASIVA (*All Sky Infrared Visible Analyzer*)

Desenvolvido pela Solmirus Corporation, o ASIVA é um instrumento multipropósito capaz de produzir imagens do céu inteiro com campo de visão de um ângulo sólido de 2π nas regiões do espectro visível e do infravermelho, sendo sua principal funcionalidade fornecer imagens calibradas radiometricamente para a região espectral da janela atmosférica do infravermelho, entre 8 e 13 μm (Klebe, Blatherwick and Morris, 2014). A partir dessas imagens é possível determinar a radiância espectral para cada um de seus pixels, que estão relacionados a ângulos de incidência bem conhecidos. Existem atualmente em funcionamento apenas um pequeno número de instrumentos semelhantes no mundo todo, sendo cada um construído de forma única para atender aos interesses específicos de cada usuário.

Por ser um equipamento bastante novo, as técnicas e possibilidades de utilização ainda estão em desenvolvimento, existindo grande potencial para a criação de trabalhos originais.

O ASIVA dispõe de uma câmera para a região do espectro visível com um detector CCD que gera imagens com resolução 3296×2472 pixels em 16 bit e utiliza um conjunto de 7 filtros em comprimentos de onda semelhantes aos disponíveis nos fotômetros da rede AERONET (380, 440, 500, 675, 760, 870 e 940 ± 10 nm). Essa câmera pode ser usada com o filtro de 940 nm para determinar a coluna de vapor de água precipitável a partir de uma técnica semelhante à empregada pelo sistema AERONET, no entanto, não foi possível obter dados para realizar essa análise, pois as imagens feitas pelo ASIVA na região do visível se apresentam saturadas na área próxima do Sol, tornando necessária a utilização de filtros atenuadores.



Figura 10: Imagens do instrumento ASIVA. Na fotografia da esquerda é possível ver o instrumento com a cobertura (*hatch*) fechada e sua parte interna exposta, à direita visualiza-se o equipamento com o *hatch* aberto sendo possível observar as lentes das câmeras do visível e do infravermelho de cima para baixo, respectivamente. O ASIVA dispõe de um corpo negro posicionado sob o *hatch* (corpo negro interno) e outro na extremidade superior da haste visível à esquerda na segunda imagem (corpo negro externo).

Além da câmera visível, o ASIVA é provido de outra câmera operando na região do infravermelho com um sensor microbolômetro que gera imagens de resolução 644 x 512 pixels em 14 bit, sendo sensível a radiação na faixa de 8 a 14 μm e dispondo de um conjunto de 4 filtros (8-9 μm , 10-11 μm , 11-12 μm , e 10-12 μm). A sua precisão radiométrica absoluta medida em laboratório é de $\pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$, o que equivale a uma sensibilidade de $\pm 1,4^\circ\text{C}$ para temperaturas próximas a 25°C (Klebe, Blatherwick and Morris, 2014). A calibração das imagens produzidas na região do espectro infravermelho é possível devido a uma cobertura (*hatch*) móvel (que pode cobrir e descobrir a câmera) no qual encontra-se embutido um corpo negro de referência com sensor de temperatura. A *Fig. 10* apresenta duas fotografias mostrando o instrumento ASIVA.

O ASIVA foi concebido com o objetivo de estudar nuvens, sendo utilizado principalmente na determinação de fração de cobertura do céu por nuvens e determinação de temperatura de brilho de nuvens. Neste trabalho, no entanto, analisamos as imagens no infravermelho estudando as emissões do vapor d'água atmosférico para desenvolver uma técnica de medida de PWV. A radiância espectral emitida pelo vapor d'água e medida pelo ASIVA depende basicamente da quantidade de vapor na atmosfera, da sua temperatura, da distância percorrida pela radiação desde a emissão até chegar ao sensor e da transmitância do meio. É importante notar que a maior parte do vapor d'água atmosférico se concentra em uma região próxima da superfície, na baixa troposfera, onde a temperatura diminui conforme a altitude cresce, e também que quanto maior a temperatura desse gás mais radiação ele deve emitir. Desta forma, as emissões de radiação devido ao vapor d'água ocorrem predominantemente próximas da superfície e o sensor do ASIVA deve obter um sinal claro delas.

O ASIVA foi instalado no IFUSP, em São Paulo (latitude: $23,56^\circ \text{ S}$, longitude: $46,74^\circ \text{ O}$ a altitude: 786 m) e operou durante três períodos diferentes: de 05-07-2017 a 22-07-2017 (inverno de 2017) com alta frequência de aquisição (imagens a cada 3 minutos, aproximadamente); de 01-02-2018 a 23-02-2018 (verão de 2018) produzindo imagens a cada 20 minutos; e de 20-07-2018 a 24-08-2018 (inverno de 2018) gerando imagens a cada 30 minutos. Algumas dessas medidas, notadamente

de dias nos quais existe a possibilidade de comparação com dados do fotômetro AERONET, foram selecionadas e analisadas para validar o conceito da técnica de determinação de PWV. Futuramente essas e novas medidas podem ser utilizadas na produção e análise de séries temporais para períodos mais longos.

3.2.1 Calibração de azimute e massas de ar

A primeira calibração necessária para a operação do ASIVA diz respeito ao posicionamento do equipamento. Para que seja possível estudar a radiância como uma função da posição observada no céu é necessário determinar o ângulo azimutal e massas de ar (conforme definições na seção 2.2) para cada um dos pixels da imagem, o que é realizado utilizando uma rotina disponível no instrumento. O método utilizado na calibração consiste em acompanhar o movimento do Sol durante um dia inteiro fazendo diversas medidas da sua posição nas imagens. Como o Sol tem uma trajetória de coordenadas muito bem conhecidas e levando em conta que a equação da lente da câmera também é sabida, é possível associar um par de azimute e massa de ar para cada um dos pixels do sensor. O processo de calibração pode ser melhorado utilizando a trajetória solar de mais de um dia, sendo que o procedimento ideal seria fazer medidas em um dia mais próximo possível do solstício de verão e outro mais próximo possível do solstício de inverno para maior separação entre as posições das trajetórias no céu e nas imagens.

A rotina de calibração do ASIVA, aqui descrita, dá origem a um arquivo, em formato *fits*, que associa um valor de azimute a cada um dos pixels da imagem e outro arquivo semelhante contendo valores de massas de ar. A *Fig. 11* apresenta a imagem dos arquivos de massa de ar e azimute obtidos a partir da calibração de posição do ASIVA. Note-se que o crescimento do azimute no sentido anti-horário na *Fig. 11b* deve-se à particularidade da orientação do instrumento (conforme seção 2.2). Desta forma, o ângulo de 90° corresponde corretamente à direção leste enquanto o ângulo de 270° indica a direção oeste.

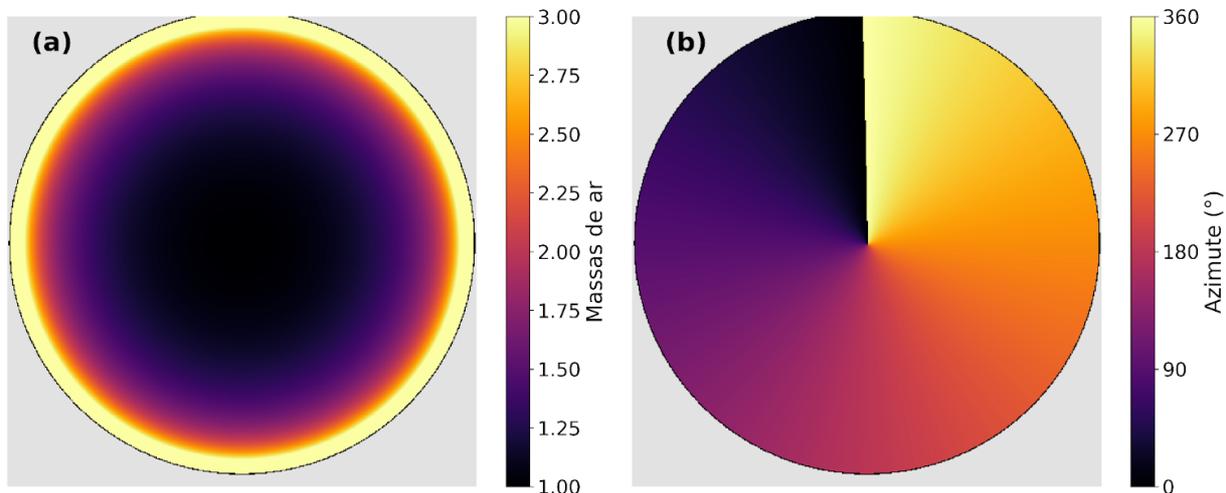


Figura 11: Distribuição das (a) massas de ar e (b) ângulo azimutal para todos os pixels das imagens produzidas pela câmera infravermelha do ASIVA.

3.2.2 Calibração de ganho do sensor infravermelho

O sensor microbolômetro do ASIVA mede o número de contagens em cada pixel durante o tempo de aquisição da imagem. Para transformar essa medida em radiância espectral o primeiro passo necessário é determinar o ganho de cada um dos pixels do sensor para cada um dos filtros utilizados. Posteriormente é realizada ainda uma segunda etapa de correção de *offset* para obter a radiância espectral com base em observações instantâneas.

O instrumento ASIVA utilizado neste trabalho dispõe de dois corpos negros cuja temperatura é conhecida, porém não controlada, estando sujeitos às variações do ambiente. O primeiro corpo negro (interno) está posicionado sob uma cobertura móvel (*hatch*) que pode ser aberta para fazer imagens do céu ou fechada de forma que o campo de visão da câmera do infravermelho seja totalmente coberto pelo corpo negro, permitindo a tomada de imagens de referência. O segundo corpo negro (externo) está localizado na extremidade superior de uma haste, sendo visível próximo do horizonte nas imagens do céu e servindo de referência para correção de *offset*, conforme será detalhado na próxima subseção.

Os ganhos G_λ de cada um dos pixels do sensor são calibrados radiometricamente utilizando ainda um terceiro corpo negro aquecido (corpo negro de calibração), mantido em temperatura controlada, e medindo a diferença de contagens em relação ao corpo negro interno, em temperatura ambiente. Assumindo uma resposta linear do sensor, o que é demonstrado no artigo de descrição do equipamento (Klebe, Blatherwick and Morris, 2014), o fator de ganho G_λ para cada pixel é calculado como:

$$G_\lambda = \frac{C_\lambda(cal) - C_\lambda(int)}{\varepsilon_\lambda [BB_\lambda(T_{cal}) - BB_\lambda(T_{int})]} \quad (31)$$

onde $C_\lambda(cal)$ and $C_\lambda(int)$ são as contagens medidas em um canal específico de comprimento de onda central λ para os corpos negros de calibração e interno, respectivamente, ε_λ é a emissividade dos corpos negros em λ , $BB_\lambda(T_{cal})$ e $BB_\lambda(T_{int})$ são as radiâncias espectrais teóricas para um corpo negro nas temperaturas T_{cal} e T_{int} , respectivamente, em unidade de $W m^{-2} \mu m^{-1} sr^{-1}$. As radiâncias espectrais teóricas são dadas pela integral da função de Planck de emissão radiativa espectral sobre a região espectral de detecção, normalizada pela função de resposta do sistema:

$$BB_\lambda(T) = \frac{\int \frac{1,19 \times 10^8 \lambda^{-5}}{\exp(1,44 \times 10^4 / \lambda T) - 1} t_\lambda d\lambda}{\int t_\lambda d\lambda} \quad (32)$$

sendo o comprimento de onda dado em unidades de μm e onde t_λ é a resposta efetiva do sistema em função do comprimento de onda para um canal específico (incluindo o efeito combinado da transmitância do filtro, lente e sensibilidade do detector) (Klebe, Blatherwick and Morris, 2014).

O procedimento de calibração de ganho adotado na prática consistiu em variar a temperatura da água contida em um recipiente metálico com fundo pintado de preto posicionado sobre a câmera infravermelha do ASIVA realizando medidas para cada um dos filtros em cada uma das temperaturas de 30, 40, 50, 60, 70 e 80°C e medindo a diferença de contagens em relação ao corpo negro de referência interno, posicionado sob o *hatch* móvel do ASIVA. As temperaturas foram controladas com precisão de 0,1°C. Aplicando as Eqs. 31 e 32 é possível então

calcular G_λ para cada um dos pixels. O procedimento de obtenção do ganho para o canal 4 do ASIVA será abordado em detalhe na apresentação dos resultados, no *Capítulo 4*.

3.2.3 Correção de *offset*

Além da calibração radiométrica do sensor, que resulta na obtenção do ganho G_λ para cada um dos pixels, é realizada ainda uma correção de *offset* para cada uma das medidas tomadas. Essa correção é feita utilizando o corpo negro externo do ASIVA, que pode ser identificado na *Fig. 10* como a peça de formato cilíndrico na extremidade superior da haste. O corpo negro externo pode ser visualizado próximo da borda nas imagens do céu feitas pelo ASIVA, como mostra a *Fig. 12*, onde a região da imagem na qual ele pode ser visualizado está destacada por um retângulo vermelho. A correção de *offset* tem o objetivo de compensar mudanças na resposta do sensor ocasionadas por variações da temperatura ambiente, por exemplo, e o método básico para calcular o valor de *offset* é comparar as contagens medidas na região da imagem onde o corpo negro externo é visível com a medida teórica esperada para um corpo negro àquela temperatura.

Cada medida do ASIVA é o resultado da diferença de contagens entre uma imagem do céu (*hatch* aberto) e uma imagem do corpo negro interno de referência instalado sob o *hatch* do ASIVA (*hatch* fechado). A diferença de contagens é definida, para cada um dos pixels, como:

$$D = C_\lambda(\text{céu}) - C_\lambda(\text{int}) \quad (33)$$

sendo $C_\lambda(\text{céu})$ e $C_\lambda(\text{int})$ as contagens medidas nas imagens do céu e do corpo negro de interno, respectivamente. Esse procedimento tem o objetivo de eliminar qualquer interferência indesejada devida à emissão radiativa de partes do equipamento próximas ao sensor ou até mesmo da lente, uma vez que esses sinais espúrios aparecem igualmente nas duas imagens, sendo eliminados na subtração. É possível perceber que os valores de diferença de contagens, mostrados na *Fig. 11*, são negativos para toda a região do céu, o que ocorre pois a temperatura característica da atmosfera é menor que a temperatura ambiente na superfície, que é a temperatura aproximada do corpo negro de referência.

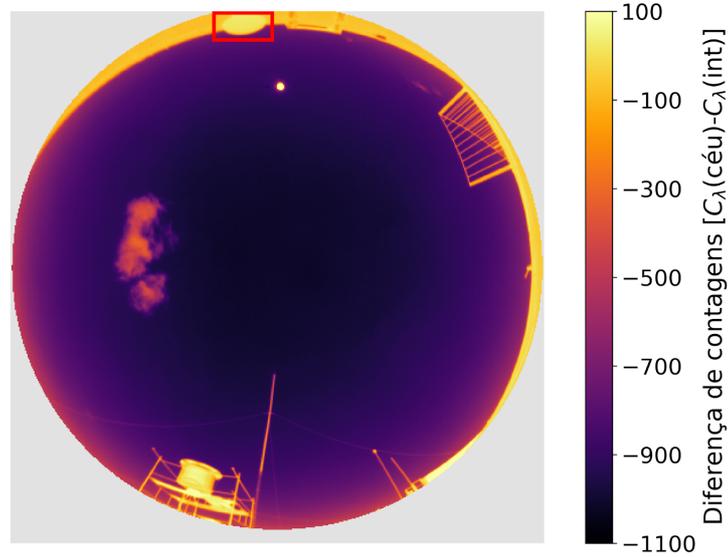


Figura 12. Diferenças de contagens medidas pelo canal 4 (10-12 μm) do ASIVA entre a imagem do céu e a imagem do corpo negro de referência [$C_\lambda(\text{céu})-C_\lambda(\text{int})$] para a medida de 06-07-2017 às 15h17 UTC (09h17 no horário local) em São Paulo. O retângulo vermelho na parte superior central da figura destaca a região da imagem onde pode ser visualizado o corpo negro externo do ASIVA.

O *offset* é então calculado para cada pixel de uma pequena região da imagem localizada onde pode ser visto o corpo negro externo, sendo dado por:

$$O_p = D - [BB_\lambda(T_{ext}) - BB_\lambda(T_{int})]G_\lambda \quad (34)$$

onde D é a diferença de contagens definida na Eq. 33, G_λ é o ganho determinado a partir da calibração, $BB_\lambda(T_{ext})$ e $BB_\lambda(T_{int})$ representam as radiâncias integradas teóricas de um corpo negro para as temperaturas do corpo negro externo T_{ext} e do corpo negro interno T_{int} . O primeiro termo entre colchetes representa a diferença de contagens medida e o segundo termo representa a diferença de contagens teórica esperada para uma determinada medida. O valor de correção de *offset* (O_m), aplicado para corrigir todos os pixels da imagem produzida, é a mediana dos valores de O_p .

3.2.4 Determinação da radiância espectral (L_λ)

Conforme descrito anteriormente, uma medida do ASIVA resulta da diferença de contagens entre uma imagem do céu e uma imagem do corpo negro interno de referência, de temperatura conhecida, que fica sob o *hatch* do ASIVA. Determinados o ganho G_λ e a correção de *offset* O_m , a radiância espectral pode então ser obtida como:

$$L_\lambda = \frac{C_\lambda(\text{céu}) - C_\lambda(\text{int}) - O_m}{G_\lambda} + BB_\lambda(T_{\text{int}}) \quad (35)$$

sendo $C_\lambda(\text{céu})$ e $C_\lambda(\text{int})$ as contagens medidas respectivamente para a imagem do céu e do corpo negro de referência interno e $BB_\lambda(T_{\text{int}})$ a radiância integrada teórica de um corpo negro em temperatura T_{int} , integrada no intervalo de comprimentos de onda da função filtro do canal.

Analisando a Eq. 35 é possível perceber que o primeiro termo ($C_\lambda(\text{céu})/G_\lambda$) representa, em teoria, a radiância espectral do céu, que é a grandeza que se quer medir. Na prática, no entanto, a medida pode ser contaminada por radiação no infravermelho emitida por componentes próximos do sensor, por exemplo. O principal objetivo desse cálculo indicado na Eq. 35 é eliminar qualquer influência indesejada sobre a observação, subtraindo a radiância espectral medida do corpo negro de referência e adicionando a sua radiância espectral teórica. Nessa etapa também é subtraído o valor de contagens de correção de *offset* O_m , calculado anteriormente.

A radiância espectral obtida pode ainda ser normalizada em relação à radiância teórica do corpo negro de referência, que está em temperatura ambiente na superfície. Desta forma, como as temperaturas características da atmosfera são menores do que as da superfície, a radiância espectral normalizada assume valores entre 0 e 1 para o céu, sendo uma grandeza adimensional.

3.2.5 Determinação de PWV

O método de determinação de PWV aqui proposto se baseia na comparação entre os valores de L_λ medidos pelo ASIVA e valores calculados a partir de simulações de transferência radiativa. Variando parâmetros da simulação é possível encontrar a configuração atmosférica que melhor descreve as medidas experimentais e assim determinar o valor do PWV. Além do valor de PWV, o perfil vertical de vapor d'água é um fator que tem influência determinante nos valores de radiância espectral medidos e calculados, o que será mostrado na apresentação dos resultados, no *Capítulo 4*.

A partir dos valores de L_λ , obtidos para cada um dos pixels de uma imagem, e conhecendo o número de massas de ar associado a cada um deles é possível analisar os dados na forma de gráficos de L_λ em função do número de massas de ar. A *Fig. 13* apresenta um gráfico de L_λ como função do número de massas de ar para todos os pixels de uma imagem produzida pelo canal 4 da câmera de infravermelho do ASIVA, usando o filtro com transmitância entre 10 e 12 μm . Analisando a *Fig. 13b*, é possível perceber um envelope inferior dos dados, claramente definido. Esse envelope contém os dados que serão comparados às simulações e corresponde à emissão das regiões mais frias observadas na imagem, que são aquelas de céu limpo. Os pontos fora do envelope, com maior radiância, ocorrem devido à existência de corpos mais quentes como nuvens, disco solar e estruturas próximas que se encontram no campo de visão da câmera. Por exemplo, a nuvem visível na região central esquerda da *Fig. 13a*, aparece no gráfico da *Fig. 13b* como o pico acima do envelope centrado em torno de 1,20 massas de ar, o disco solar, visível na região superior central também se manifesta no gráfico como um pico mais tênue centrado em 1,45 massas de ar e, da mesma forma, todas as demais estruturas aparentes na imagem também geram pontos fora do envelope que precisam ser excluídos da análise antes da comparação com simulações.

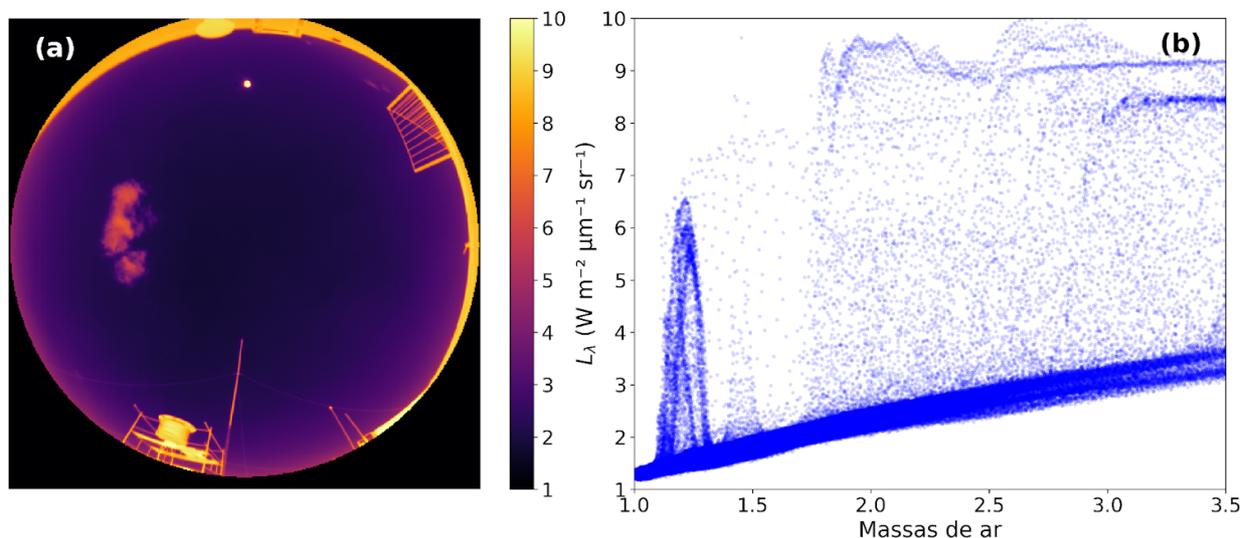


Figura 13. Radiância espectral (L_λ) medida utilizando o canal 4 do ASIVA (10-12 μm) em 06-07-2017 às 15h17 UTC (12h17 no horário local) em São Paulo: **(a)** radiância calibrada para todos os pixels da imagem; **(b)** gráfico de L_λ como função da massa de ar.

É esperado que para regiões mais próximas do zênite os valores de L_λ medidos para o céu limpo sejam menores do que para regiões mais próximas do horizonte. Isso ocorre devido à menor espessura da atmosfera entre o sensor e o espaço exterior na região próxima ao zênite, sendo que essa espessura aumenta quanto mais o ângulo de visada se aproxima do horizonte. Esse comportamento pode ser observado claramente no padrão de cores da *Fig. 13a*, mais escuro no centro e mais claro nas bordas da imagem, e na curvatura do envelope inferior do gráfico da *Fig. 13b*. Nessa faixa do espectro eletromagnético a emissão correspondente ao céu limpo é devida predominantemente ao vapor d'água presente na atmosfera e, desta forma, é possível simular a radiância esperada em função da massa de ar, usando um software como o libRadtran (Mayer and Kylling, 2005; Emde *et al.*, 2016), e considerando uma série de configurações atmosféricas. Variando a coluna de PWV e a distribuição vertical de vapor d'água é possível encontrar a configuração que melhor se ajusta ao envelope dos dados experimentais e então determinar o valor de PWV para representar as condições de medida no momento da observação.

A metodologia apresentada se baseia na suposição de que as imagens estudadas correspondem a céu limpo ou parcialmente nublado, não podendo ser aplicada em condições de céu completamente nublado. Como os pixels do céu limpo

correspondem a emissões de L_λ significativamente mais baixas em comparação com nuvens e outras estruturas e havendo muitos pixels na matriz do detector para uma determinada massa de ar, em geral, é possível identificar um envelope mínimo de L_λ como uma função da massa de ar que corresponde à emissão do céu limpo.

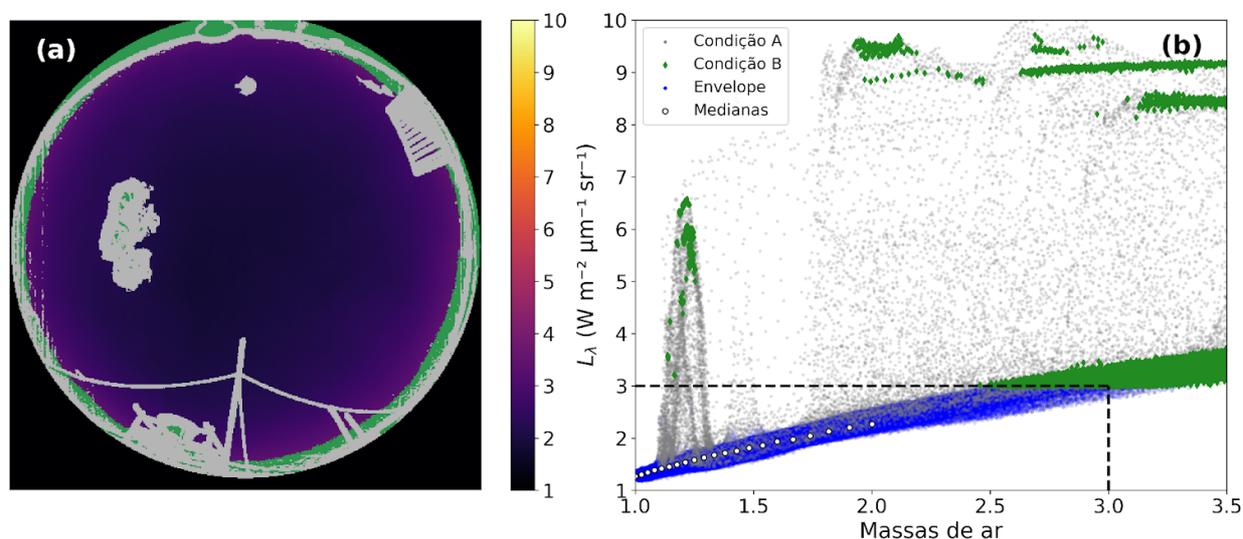


Figura 14. Tratamento dos dados de L_λ apresentados na Fig. 13 para obtenção apenas de medidas de céu limpo. Em ambos os gráfico, os pixels em cinza indicam dados excluídos da análise pelo critério de variabilidade espacial de L_λ (condição A) enquanto pixels em verde indicam dados excluídos pelo critério de limite máximo de L_λ (condição B). Os pontos em azul em (b) são as medidas selecionadas para a análise e os pontos em branco em (b) indicam as medianas calculadas.

A técnica utilizada para selecionar apenas as medidas do envelope consistiu em excluir pixels com alta variabilidade espacial dos valores de L_λ (condição A) e também pixels com L_λ acima de um determinado limiar (condição B). O critério de variabilidade espacial (condição A) foi aplicado calculando, para um determinado pixel, o desvio padrão amostral de L_λ para os seus 8 pixels adjacentes e removendo os casos com desvio padrão acima de $0,07 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$. Esta condição dá conta de excluir a grande maioria dos pixels de nuvens e estruturas, como pode ser visto na Fig. 14, em que os pixels excluídos por esse critério estão marcados em cinza em ambos os gráficos. No entanto, permanecem ainda algumas regiões mais homogêneas no interior de nuvens e estruturas fazendo necessária a utilização do critério de limite máximo de L_λ . O limite superior utilizado na condição B depende do intervalo de massas de ar estudado e dos próprios valores de L_λ medidos. Como

neste trabalho serão utilizados dados de L_λ até a massas de ar em torno de 2, o limite superior foi definido como a mediana de L_λ calculada na massa de ar $3,00 \pm 0,01$, sendo eliminados todos os pixels com L_λ maior que esse valor. No exemplo particular mostrado na *Fig. 14* este limite foi de $3,0 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$, conforme indicado pela linha tracejada, e os pixels excluídos devido a esse critério estão marcados em verde nos dois gráficos. Finalmente, após a aplicação das condições A e B, o envelope mínimo de L_λ é definido como as medianas calculadas para intervalos de $\pm 0,001$ massas de ar em torno dos pontos simulados, para massas de ar até 2,0. Estes valores serão então comparados, ponto a ponto, com as simulações e correspondem aos pontos brancos na *Fig. 14b*.

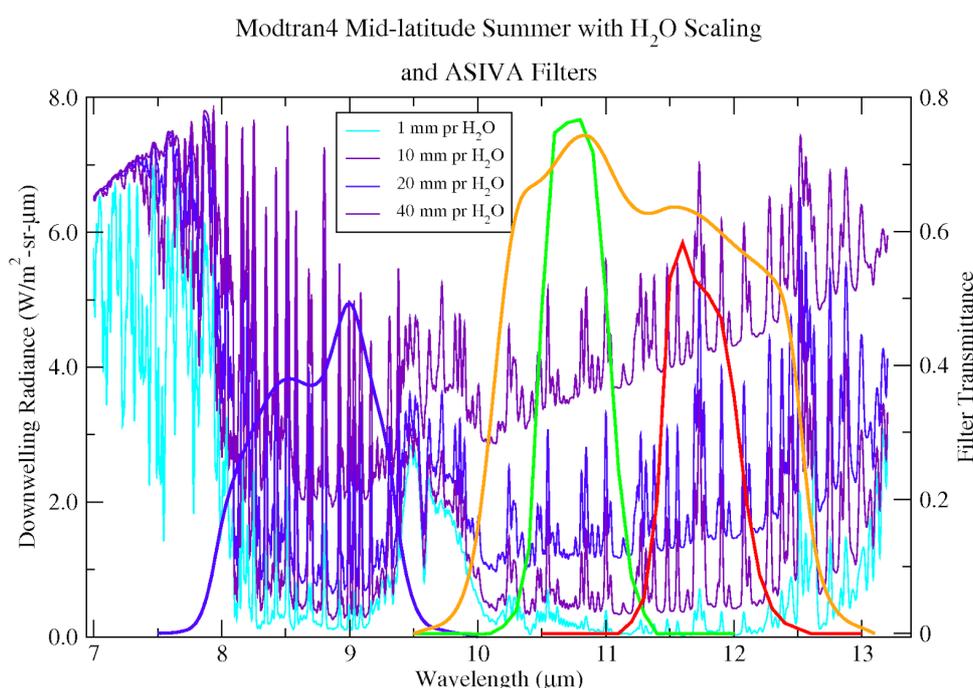


Figura 15: Simulações feitas usando o Modtran4 para as radiâncias espectrais descendentes devidas a quatro diferentes valores de PWV na região espectral de interesse para o sistema infravermelho do ASIVA. Em azul, verde, vermelho e laranja são apresentadas as transmitâncias dos filtros usados nos canais 1, 2, 3 e 4 do ASIVA, respectivamente. A figura foi extraída do manual de operações e descrição do ASIVA (Klebe, Blatherwick and Morris, 2014).

A *Fig. 15* apresenta simulações feitas utilizando o Modtran4 para as radiâncias espectrais descendentes considerando quatro diferentes valores de PWV na região espectral da janela atmosférica do infravermelho, na qual opera o sensor

infravermelho do ASIVA (Klebe, Blatherwick and Morris, 2014). O Modtran (Moderate resolution atmospheric transmission) é um software desenvolvido em uma colaboração entre a *Spectral Sciences Inc.* e o *Air Force Research Laboratory*, sendo largamente utilizado para calcular numericamente transmitâncias e radiâncias espectrais atmosféricas desde a região do ultravioleta até o infravermelho (Berk et al., 1999). É possível perceber que existe uma boa sensibilidade às emissões do vapor d'água nessa região para todos os quatro filtros disponíveis no equipamento. Para todos os casos estudados, incluindo o procedimento de calibração que utilizou um corpo negro aquecido até a temperatura máxima de 80°C, as imagens geradas não se aproximaram da saturação do sensor para nenhum dos canais. Levando isso em conta, espera-se que o filtro com melhor relação sinal-ruído e maior sensibilidade à variação da quantidade de PWV seja o do canal 4, com transmitância entre 10 e 12,5 μm (representado em laranja) uma vez que ele apresenta uma maior resposta (integral da transmitância em função do comprimento de onda) e também está em uma região do espectro na qual as curvas das simulações de radiância espectral descendente para 1, 10, 20 e 40 mm de PWV apresentam valores de radiância com maior dispersão, mostrando uma maior separação entre elas. O canal 1 poderá futuramente ser utilizado em uma situação hipotética na qual o canal 4 esteja saturado, visto que na região espectral de 8 a 9,5 μm é esperada uma menor radiância espectral descendente em comparação com a região compreendida de 10 e 12,5 μm . Além disso, o canal 1 também apresenta uma menor integral da transmitância como função do comprimento de onda em comparação ao canal 4 e, devido a esses dois fatores, deve mostrar um sinal menor em termos de número de contagens.

3.3 Radiossondas

Uma radiossonda é um conjunto de sensores transportado por um balão meteorológico com o objetivo de medir diretamente diversos parâmetros atmosféricos ao longo da sua trajetória ascendente, transmitindo a informação obtida por frequência de rádio para um receptor em solo. As variáveis comumente medidas são: pressão atmosférica, temperatura e umidade relativa do ar, velocidade e direção do vento e posição geográfica. A partir dessas medidas é possível ainda

calcular outras grandezas, como altitude, temperatura do ponto de orvalho e razão de mistura de vapor d'água, por exemplo. A integração da razão de mistura de vapor d'água com relação à pressão ao longo do perfil vertical da radiossondagem resulta no valor de PWV, conforme a definição apresentada na Eq. 1.

A incerteza nas determinações de PWV utilizando radiossondas é bastante influenciada pela precisão da calibração do sensor, que depende das referências de calibração usadas e suas incertezas. Este efeito pode introduzir erros de até 5% nas medidas de PWV (Turner *et al.*, 2003; Cady-Pereira *et al.*, 2008). Além disso, as medições realizadas durante o dia apresentam um viés seco causado pelo aquecimento do sensor de umidade pela radiação solar. Este erro introduzido na medida depende do modelo da radiossonda, podendo variar entre 2% e 8% (Turner *et al.*, 2003; Miloshevich *et al.*, 2006; Cady-Pereira *et al.*, 2008). Uma técnica semi-empírica de estimativa de erro para PWV obtida a partir de dados de radiossondagens estima que o erro nas medidas seja inferior a 3% (Castro-Almazán, Pérez-Jordán and Muñoz-Tuñón, 2016), sendo esse o valor considerado neste trabalho, sempre que necessário.

Radiossondas são lançadas em São Paulo regularmente do aeroporto do Campo de Marte (código da Organização de Aviação Civil Internacional: SBMT, latitude: 23,52° S, longitude: 46,63° O, altitude: 722 m) às 0h e 12h UTC (21h e 9h, no horário local, respectivamente). O aeroporto está localizado a 11 km de distância e 64 m de altitude abaixo do local de operação do ASIVA e do fotômetro solar da AERONET. Todos os dados de radiossondagens utilizados neste trabalho foram obtidos a partir do website do Departamento de Ciência Atmosférica da Universidade do Wyoming (<https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, acessado em 6 de novembro de 2022) e estão disponíveis para acesso público.

Neste trabalho, dados de radiossondagens foram utilizados de várias formas que serão discutidas em maior detalhe a seguir e também nas seções 3.4 e 3.6: 1) Quando disponível, o perfil vertical da radiossondagem das 12h UTC foi usado para obter um tipo de LUT na qual L_λ é simulado para um intervalo de valores de PWV, normalizando o perfil medido para coincidir com cada uma das colunas de vapor simuladas. Dessa forma, a LUT calculada representa a radiância descendente esperada considerando a distribuição vertical relativa de vapor d'água dada pela

radiossondagem e para um intervalo de diferentes valores de PWV; 2) Um total de 10 anos (2005 a 2015) de dados de radiossondagens de São Paulo, separados em verão e inverno, foram agregados para obter médias sazonais dos perfis atmosféricos. Estes perfis médios sazonais para São Paulo foram usados em comparação com outros perfis padrão disponíveis na literatura, como por exemplo o perfil tropical (Anderson *et al.*, 1986), para avaliar como cada um deles se sai quando utilizado para calcular L_λ em comparação aos valores medidos pelo ASIVA; 3) Radiossondagens dos invernos dos anos de 2016 a 2019 foram usadas para construir perfis verticais sintéticos simplificados que têm o objetivo de representar o intervalo de variabilidade da altitude da mediana da distribuição de umidade na atmosfera de São Paulo. Estes perfis sintéticos serão abordados em maior detalhe na seção 3.4; 4) Finalmente, todos os dados de radiossondas de São Paulo para as 12h UTC disponíveis de 2001 até 2019 foram comparados com as medidas obtidas pelo fotômetro solar da rede AERONET, com o objetivo de conhecer como essas duas fontes independentes de medidas de PWV se relacionam. Essa análise é importante para avaliar a qualidade dos resultados obtidos usando o ASIVA, afinal as medidas da AERONET foram utilizadas como uma referência para comparação enquanto dados de radiossondagens foram usados para obter informações sobre a distribuição vertical do vapor d'água atmosférico, sempre que necessário.

3.4 Perfis verticais sintéticos de vapor d'água

Além do PWV, um fator crítico no cálculo teórico do valor de L_λ esperado na superfície é a distribuição vertical do vapor d'água atmosférico. A intensidade de radiação descendente é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre a parcela emissora e o detector e, além disso, o sinal será mais atenuado pela interação com a atmosfera quanto mais longo for o caminho óptico percorrido. Também é importante notar que quanto mais próximo da superfície as moléculas de vapor d'água estiverem mais alta suas temperaturas, maior sua emissão radiativa e consequentemente maior o L_λ medido na superfície.

Caso não existam dados de radiossondagem disponíveis para definir claramente o perfil vertical de umidade é necessário lançar mão de distribuições verticais hipotéticas, como o perfil atmosférico padrão tropical ou perfis médios

sazonais para a localidade específica onde são realizadas as medições. Além de examinar essas soluções, foram construídos perfis verticais de vapor d'água sintéticos simplificados baseados na variabilidade da distribuição de umidade atmosférica em São Paulo, considerando os dias de inverno. A questão que esses perfis sintéticos buscam resolver é apenas a distribuição vertical relativa do vapor d'água, ou seja, o quão distante da superfície se encontra a mediana da distribuição vertical do vapor d'água atmosférico, sem considerar o valor absoluto de PWV em si. O motivo para isso é que para calcular os valores de L_λ nas LUTs as distribuições verticais de vapor d'água são normalizadas para colunas específicas de PWV, importando apenas a distribuição relativa.

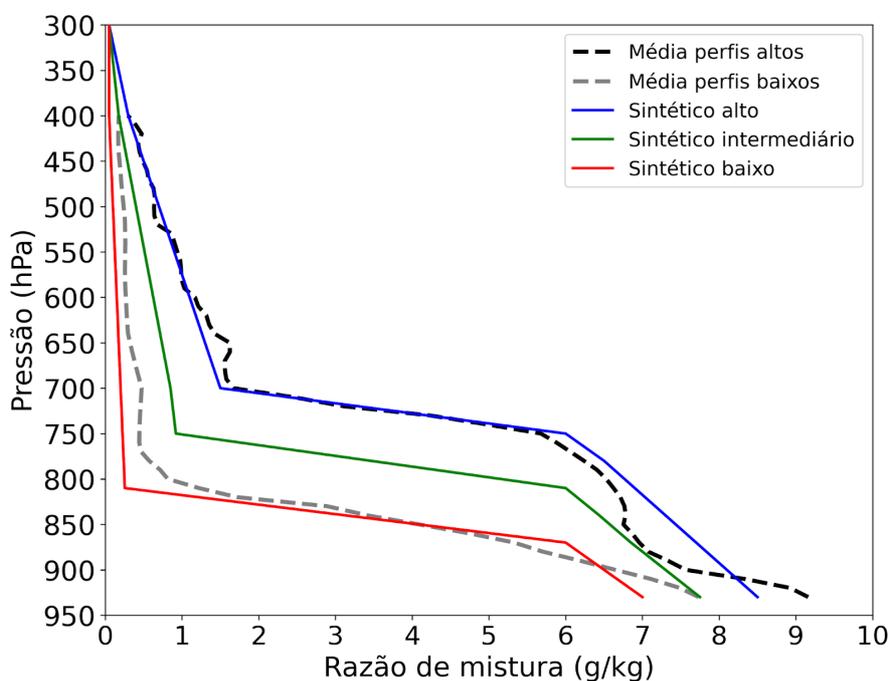


Figura 16. Perfis verticais sintéticos simplificados de vapor d'água que descrevem a variabilidade observada para medidas de radiossondagem em dias de inverno em São Paulo. Os perfis sintéticos alto (azul) e baixo (vermelho) foram construídos baseados em perfis médios de radiossondagens em dias de inverno com céu limpo ou poucas nuvens dos anos de 2016 a 2019, sendo mostrados como linhas tracejadas preta e cinza, respectivamente. O perfil sintético em verde é um intermediário entre os perfis alto e baixo.

Tabela 1. Perfis verticais sintéticos simplificados de umidade atmosférica apresentados na Fig. 16.

| Pressão atmosférica (hPa) | Perfil baixo | Perfil intermediário | Perfil alto |
|------------------------------|---|----------------------|-------------|
| | Razão de mistura de vapor d'água (g kg^{-1}) | | |
| 930 | 7,000 | 7,750 | 8,500 |
| 870 | 6,000 | 6,875 | 7,667 |
| 810 | 0,300 | 6,000 | 6,833 |
| 755 | 0,273 | 0,900 | 6,069 |
| 750 | 0,271 | 0,891 | 6,000 |
| 700 | 0,246 | 0,797 | 1,500 |
| 300 | 0,050 | 0,050 | 0,050 |

A variabilidade do perfil vertical de vapor d'água foi estudada em dias de inverno com céu limpo ou poucas nuvens. Os invernos foram escolhidos devido ao fato de que essa é a estação com mais medidas do ASIVA disponíveis, por ser mais seca e conseqüentemente ter nuvens com menor frequência que no verão. Outro motivo para considerar os dias de inverno nessa análise é que no inverno o perfil vertical de umidade apresenta um comportamento mais estável e previsível, uma vez que existe menos convecção, por exemplo, o que facilita a obtenção de perfis com formato simplificado. Um conjunto de dados de radiossondagens das 12h UTC para dias de inverno dos anos de 2016 a 2019 foi analisado selecionando apenas perfis em condições de céu limpo ou poucas nuvens. Para isso foi tomada a frequência de medidas da AERONET no período de ± 30 min do lançamento da radiossonda e selecionados apenas os perfis dos dias em que pelo menos 5 medidas do fotômetro solar tiveram sucesso nesse intervalo de 1h, lembrando que a AERONET somente realiza medidas quando há uma linha de visada livre de nuvens na direção do Sol e, por isso, em casos de céu total ou parcialmente nublado a quantidade de dados é reduzida ou inexistente. A altitude da mediana da distribuição vertical de vapor d'água, definida como o nível para o qual a integral da razão de mistura de vapor d'água em relação à pressão assume o mesmo valor acima e abaixo daquela altitude (o valor de PWV, dado pela Eq. 1, é o mesmo acima e abaixo da mediana), foi então calculada para cada um dos perfis selecionados com o objetivo de identificar os perfis típicos com umidade em maiores e menores altitudes, sem considerar o valor integrado de PWV. Uma média dos perfis com

umidade em maior altitude resultou no perfil “médio alto” e a média dos perfis com umidade em menores altitudes resultou no perfil “médio baixo”, apresentados na *Fig. 16*. A partir desses dois perfis foram construídos os perfis sintéticos simplificados alto e baixo e ainda um perfil intermediário entre esses dois, sendo que a *Fig. 16* mostra esses três perfis sintéticos resultantes, enquanto a *Tabela 1* apresenta os dados utilizados em cada um dos perfis.

Os perfis sintéticos simplificados construídos por esse método podem então ser utilizados caso não haja informação de radiossondagem disponível. Neste trabalho, esses perfis também foram usados nos casos em que a radiossondagem se mostra muito discrepante em relação à medida da AERONET, o que indica uma grande diferença entre a atmosfera analisada pela radiossonda lançada do Aeroporto do Campo de Marte e a aquela observada pelo fotômetro solar e pelo ASIVA no IFUSP. Essas diferenças podem acontecer em casos nos quais a radiossonda atravessasse nuvens, por exemplo. Os mesmos perfis foram ainda utilizados para realizar medidas de PWV em dias de verão, mantendo a mesma distribuição vertical de vapor d'água e apenas aumentando o intervalo de variação de PWV para abranger os maiores valores esperados para o verão. Embora sempre haja discrepâncias entre os perfis reais obtidos por radiossondagem e os perfis sintéticos, em geral tais diferenças demonstram ter pouca influência no PWV final obtido.

3.5 Simulações de transferência radiativa

Neste trabalho, foi utilizado o software libRadtran, uma biblioteca de ferramentas para cálculos de transferência radiativa na atmosfera. O programa resolve a equação de transferência radiativa para uma determinada configuração atmosférica e então obtém radiâncias e irradiâncias simuladas para uma determinada geometria especificada (Mayer and Kylling, 2005; Emde *et al.*, 2016). Além disso, outras grandezas como radiâncias polarizadas, fluxos actínicos, temperatura de brilho também podem ser obtidas. O libRadtran possui diversas formas possíveis de resolução da ETR, sendo que neste trabalho foi empregado o

método de ordenadas discretas (DISORT) considerando a aproximação de atmosfera plano-paralela.

Seis perfis atmosféricos padrão para temperatura, pressão e concentrações gasosas estão disponíveis no libRadtran, sendo eles: tropical, verão em latitudes médias (*mid-latitude summer*), inverno em latitudes médias (*mid-latitude winter*), verão subártico (*subarctic summer*), inverno subártico (*subarctic winter*) e atmosfera americana padrão (*US standard*). Neste trabalho foram estudados os três primeiros perfis atmosféricos padrão citados (*tropical*, *mid-latitude summer* e *mid-latitude winter*) (Anderson *et al.*, 1986) buscando entender quão bem eles podem representar as condições físicas no local de observação. Mesmo que o local onde foram realizadas as medidas esteja nos subtropicais, os perfis de latitude média foram incluídos nas análises para fins de comparação. Também foram usados perfis atmosféricos alternativos representando médias sazonais para verão e inverno obtidas a partir de dados de radiossondagens do período de 2005 a 2015, conforme mencionado anteriormente.

O espectro a ser empregado na simulação pode ser escolhido entre os arquivos disponíveis no pacote do libRadtran para espectro solar e terrestre, sendo que cálculos nos espectros solar e terrestre precisam ser realizados de forma independente. O libRadtran apresenta ainda 5 diferentes parametrizações disponíveis para cálculos referentes à absorção e emissão molecular: LOWTRAN, Kato 1 e 2, Fu e REPTRAN. Neste trabalho foi utilizado o REPTRAN em sua melhor resolução de banda disponível (resolução de 1 cm^{-1}) (Gasteiger *et al.*, 2014).

O libRadtran foi utilizado para simular as radiâncias espectrais emitidas pelo céu limpo e portanto as simulações devem ser comparáveis ao envelope inferior dos dados, claramente identificável no gráfico de L_λ como função da massa de ar, conforme pode-se visualizar na *Fig. 13*. A *Fig. 17* apresenta exemplos de simulações de radiância em função da massa de ar realizadas no libRadtran utilizando atmosfera padrão tropical e variando a coluna vertical integrada de vapor d'água.

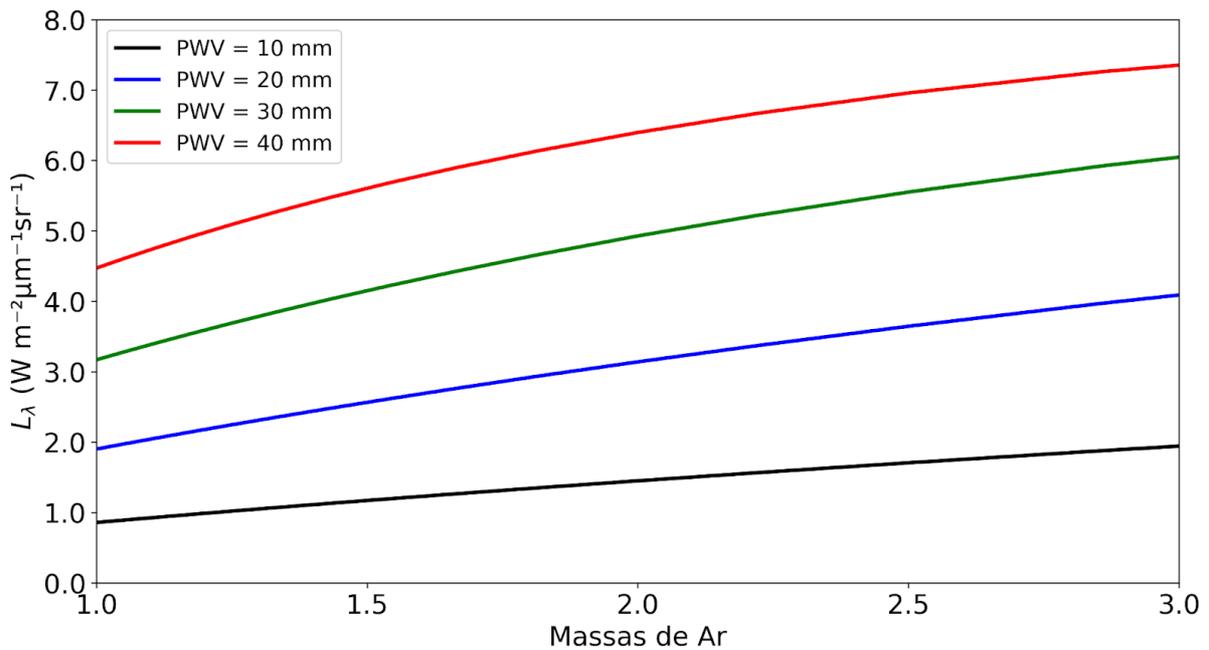


Figura 17. Simulações de L_λ como função da massa de ar realizadas no libRadtran utilizando o perfil atmosférico padrão tropical e variando o valor de PWV. As linhas plotadas são referentes às colunas de 10, 20, 30 e 40 mm de vapor d'água de baixo para cima, respectivamente.

Dois tipos de LUTs foram produzidos nesse estudo. Primeiramente, para o caso em que não existam dados de radiossondagem disponível para o horário e local de operação do ASIVA, foi produzida uma LUT de valores simulados de $L_{\lambda,i}^{c,s}$ como uma função da massa de ar para os perfis sintéticos simplificados alto, médio e baixo, apresentados na seção 3.4. Os índices sobrescritos “c” e “s” denotam que são valores de radiância espectral calculados (c) para os perfis sintéticos (s) e o índice “i” indica os três possíveis perfis ($i = 1, 2, 3$). Os valores de PWV foram variados de 5.0 a 40.0 mm em incrementos de 0.1 mm, pois usando esse intervalo a LUT cobre todas as medidas disponíveis até o presente momento para o local de medição, considerando tanto dados de invernos quanto de verões. Os valores de massas de ar foram simulados de 1.0 a 2.0, correspondendo a um ângulo zenital máximo de 60° . Em segundo lugar, a outra forma de LUT produzida utiliza o perfil vertical obtido pela radiossonda lançada às 12h UTC para simular $L_\lambda^{c,p}$. Os índices “c” e “p” sobrescritos denotam valores de radiância espectral calculados (c) considerando o perfil (p) medido por radiossondagem. Nesse caso é necessário assumir que o perfil vertical de vapor d'água obtido às 12h UTC (9h no horário local) permanece constante ao longo do dia, permitindo assim obter uma série temporal de

medidas de PWV usando a LUT. Os intervalos de PWV e massas de ar e incrementos utilizados nessa LUT são idênticos aos descritos no caso anterior.

3.6 Descrição do método

Conforme mencionado anteriormente, o método de determinação de PWV usando o ASIVA é bastante sensível à distribuição vertical do vapor d'água e, por isso, depende da disponibilidade de dados de radiossondas no local das medidas. A *Fig. 18* mostra um fluxograma representando as duas possibilidades básicas usadas para determinação de PWV nos casos em que existam ou não informações de radiossondagem disponíveis. Em última análise, a precisão das medidas de PWV obtidas está ligada ao grau em que a distribuição vertical do vapor de água é conhecida.

No caso em que não existam dados de radiossondagem disponíveis (*Fig 18a*), o método se baseia na LUT obtida a partir dos perfis sintéticos, derivados de conhecimento prévio sobre a distribuição típica do vapor d'água no local de medida, conforme discutido anteriormente. As medidas de L_{λ}^m obtidas de imagens do ASIVA são então processadas para remoção de pixels de nuvens e seleção apenas do envelope inferior dos dados de L_{λ}^m em função da massa de ar. As medianas dos valores de L_{λ}^m medidos para o envelope, calculadas em intervalos de massas de ar de $\pm 0,001$ em torno de 21 valores de massas de ar simulados, são então comparadas aos dados de $L_{\lambda,i}^{c,s}$ da LUT para determinar o valor de PWV que minimiza a soma das diferenças quadráticas $\delta_i^2 = (L_{\lambda}^m - L_{\lambda,i}^{c,s})^2$ para cada um dos perfis ($i=1, 2, 3$). Dessa forma são obtidas três séries temporais PWV_i , cada uma correspondente a uma distribuição vertical de vapor d'água com medianas em altitudes diferentes (caso marcado como "1" na *Fig. 18a*). Para escolher entre as três opções podem ser utilizadas estatísticas sobre os perfis atmosféricos para o local e a época do ano específicos ou então pode ser adotado o perfil de altitude média, caso nenhuma outra informação seja conhecida.

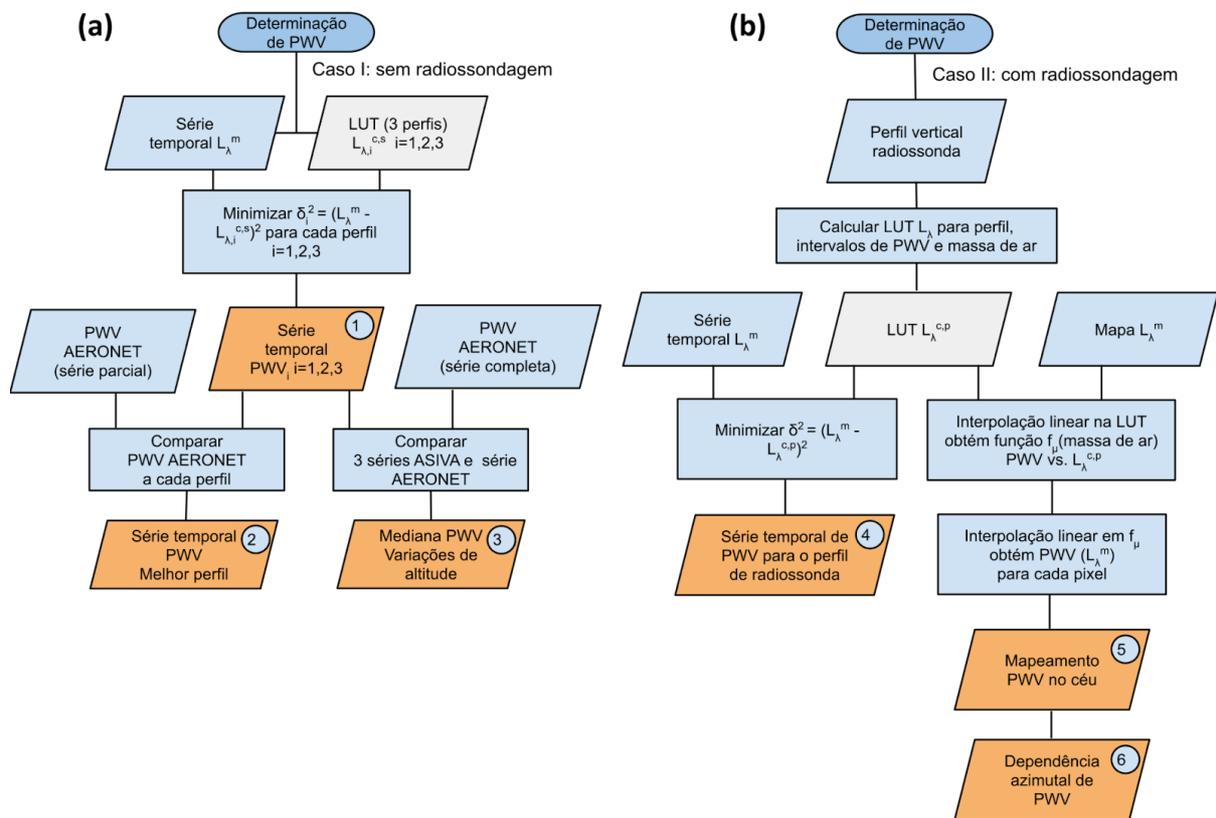


Figura 18. Fluxograma do método de determinação de PWV dependendo da disponibilidade de dados de radiosondagem: **(a)** medidas de PWV do ASIVA sem dados de radiosonda; **(b)** conhecendo o perfil vertical de vapor d'água pela radiosondagem.

Caso existam medidas de PWV independentes para algum horário do dia, por exemplo dados de fotometria solar, no caso de São Paulo, em um dia parcialmente nublado no qual apenas algumas medidas do fotômetro da AERONET tiveram sucesso, a comparação entre as medidas de PWV da AERONET e as séries temporais PWV_i podem ser usadas para discriminar entre as três opções. Nessa situação é possível derivar apenas uma série temporal e consequentemente obter informação sobre a mediana da distribuição vertical de vapor d'água (caso "2" na Fig. 18a).

Finalmente, no caso em que existe toda a série temporal de medidas de PWV da AERONET disponível para um determinado dia, uma comparação com as séries PWV_i obtidas pelo ASIVA possibilita analisar qualitativamente variações de altitude da mediana da distribuição vertical de umidade. Como o método originalmente resulta nas três séries temporais PWV_i , correspondendo a cada um

dos perfis com diferentes altitudes da mediana da distribuição vertical de vapor d'água, a proximidade relativa entre a série de PWV da AERONET e as séries PWV_i do ASIVA é uma aproximação para conhecer a altitude da mediana da distribuição vertical e sua mudança no tempo (caso "3" na *Fig. 18a*).

Havendo dados de radiossondagem disponíveis, o método de determinação de PWV segue o fluxograma da *Fig. 18b*. É necessário assumir que a distribuição vertical de umidade se mantém estável ao longo do dia e, usando esse perfil vertical específico de vapor d'água uma LUT de $L_\lambda^{c,p}$ é calculada, considerando os mesmos intervalos e incrementos de PWV e massas de ar descritos anteriormente. Seguindo o fluxograma, duas opções de análises são possíveis. A primeira delas é tomar uma série temporal de envelopes medidos de L_λ^m , minimizar as diferenças quadráticas $\delta^2 = (L_\lambda^m - L_\lambda^{c,p})^2$ entre os valores medidos e a LUT para obter uma série temporal do PWV médio sobre o local de medida para esse dia em particular (caso "4" na *Fig. 18b*). Outra possibilidade é o mapeamento da medida de PWV no céu, para cada um dos pixels da imagem obtida pelo ASIVA. Nesse caso, uma interpolação linear é aplicada a LUT de $L_\lambda^{c,p}$, de tal forma que se obtenha PWV como uma função de $L_\lambda^{c,p}$ para o valor de massa de ar de cada pixel da imagem. O último passo é aplicar outra interpolação linear para cada um dos pixels, projetando o valor de L_λ^m medido na função calculada anteriormente e obtendo a medida de PWV. O mapeamento da medida de PWV no céu (caso "5" na *Fig. 18b*) pode revelar inhomogeneidades azimutais do vapor d'água atmosférico (caso "6" in *Fig. 18b*) que podem ser utilizadas, por exemplo, em análises de transporte horizontal. Exemplos de todas as determinações descritas na *Fig. 18* são apresentados no capítulo de resultados. Os códigos desenvolvidos para fazer as simulações e realizar as análises descritas nesta seção estão disponíveis em https://github.com/hackelion/ASIVA_PWV.

Capítulo 4 – Resultados

Este capítulo é dedicado a apresentar os resultados alcançados durante o progresso deste trabalho. A primeira seção descreve uma caracterização de mais de 18 anos de medidas de PWV sobre a cidade de São Paulo, usando dados obtidos pelo fotômetro solar da rede AERONET e por radiossondas lançadas do Aeroporto do Campo de Marte entre os anos de 2001 e 2019. O principal objetivo dessa análise é estudar variabilidade, sazonalidade e tendências de variação dentro do período abordado, para ambas as bases de dados. Realizamos ainda uma comparação entre as medidas obtidas por fotometria solar e por radiossondagens. Neste trabalho as medidas da AERONET foram utilizadas como uma referência independente para comparação dos resultados obtidos pelo ASIVA enquanto, por outro lado, sempre que foram necessárias informações sobre a distribuição vertical do vapor d'água atmosférico utilizamos dados de radiossondagens. Desta forma, conhecer como essas duas fontes independentes de dados de PWV se relacionam é importante para avaliar a qualidade dos resultados obtidos para as medidas do ASIVA.

A segunda seção descreve a calibração do ASIVA e na terceira seção as medidas de L_λ obtidas são comparadas com dados de PWV do fotômetro da AERONET. Nas seções subsequentes são apresentados os principais resultados obtidos neste trabalho, que consistem na prova de conceito para o desenvolvimento de uma nova técnica de determinação de PWV a partir de imagens produzidas pela câmera infravermelha do ASIVA e utilizando simulações feitas com o software libRadtran. A influência do perfil vertical de vapor d'água atmosférico nas medidas de L_λ foi estudada e considerada para possibilitar a obtenção tanto de séries temporais de PWV médio quanto de determinações de PWV para cada pixel de uma imagem do céu.

Parte dos resultados apresentados neste trabalho corresponde a um artigo publicado na revista *Atmospheric Measurement Techniques* (Hack *et al.*, 2023). A versão aceita do manuscrito do artigo é apresentada no Anexo A. O preprint do artigo e a discussão pública podem ser acessados em <https://doi.org/10.5194/amt-2022-283>.

4.1 Caracterização das medidas de PWV em São Paulo

Em São Paulo, estão disponíveis dados de PWV obtidos a partir de radiossondagens realizadas diariamente no Aeroporto do Campo de Marte às 0h e 12h UTC (21h e 9h, no horário local) (disponíveis no site do Departamento de Ciência Atmosférica da Universidade do Wyoming: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, acessado em 6 de novembro de 2022) e também dados de um fotômetro solar do sistema AERONET, instalado no IFUSP e administrado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) (Holben *et al.*, 1998). Inicialmente, realizamos uma análise dos dados disponíveis dessas duas fontes para o período entre o início do ano de 2001 e maio de 2019. Esse intervalo de tempo foi utilizado pois o fotômetro solar da AERONET começou a operar próximo do início de 2001, permitindo uma comparação entre os dados de radiossondas e fotômetro solar. Esses 18 anos de informações permitem quantificar a amplitude da variabilidade esperada, estudar a sazonalidade e ainda calcular tendências de variação para as medidas de PWV em São Paulo durante o período estudado. Também é importante determinar se dados de um período em particular estão próximos do valor esperado, ou qual sua divergência em relação à mediana da distribuição dos dados de 18 anos. A análise feita aqui permite estudar esses aspectos.

4.1.1 PWV medido pelo fotômetro solar AERONET

A série temporal para os dados de PWV obtidos por fotometria solar em São Paulo entre o início de 2001 e maio de 2019 está apresentada na *Fig. 19*, onde as

medidas foram segregadas em dados de verão para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (6710 medidas, em rosa) e dados de inverno para as medidas de junho, julho e agosto (18365 pontos, em azul claro). As demais medidas estão apresentadas em cinza e correspondem às duas estações de transição de março, abril e maio e setembro, outubro e novembro. Durante o período de pouco mais de 18 anos existe um número total de 47960 medidas disponíveis. Em legendas de gráficos os verões serão indicados pelo ano de seu início, sendo o verão 2015/2016 (compreendendo dezembro de 2015, janeiro e fevereiro de 2016) indicado como 2015, por exemplo.

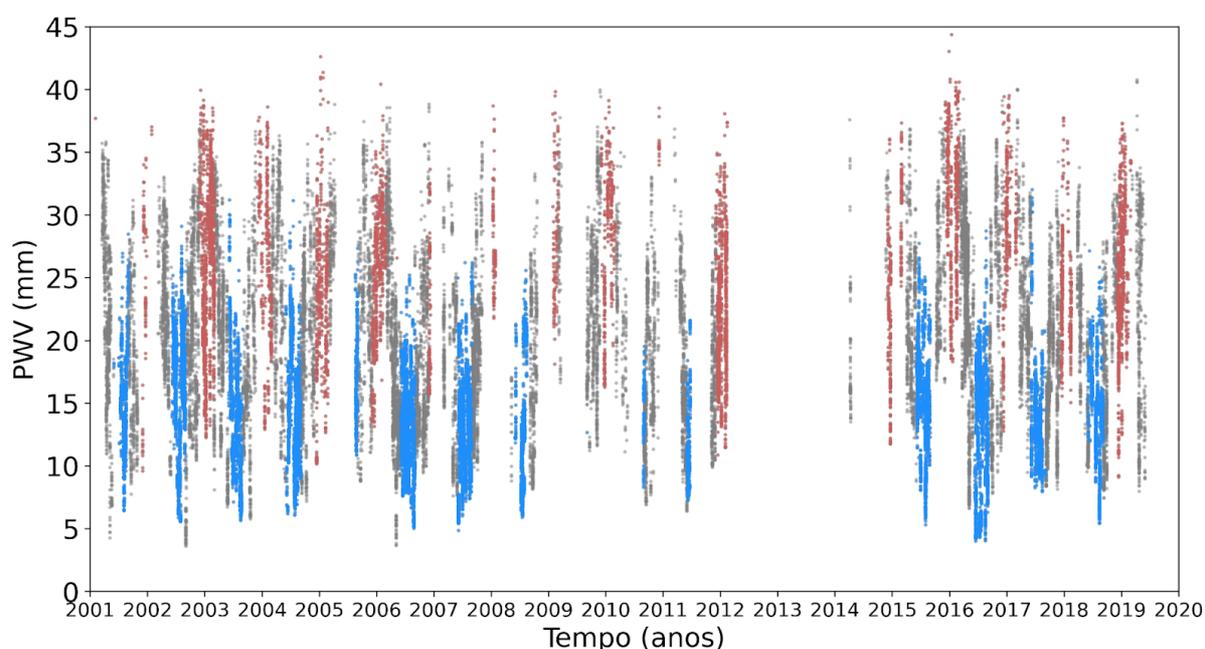


Figura 19. Série temporal de todas as medidas de PWV obtidas pelo fotômetro solar da rede AERONET em São Paulo entre o início do ano de 2001 e maio de 2019. Os pontos em rosa são 6710 medidas dos verões (dezembro, janeiro e fevereiro), os pontos em azul claro são 18365 dados de inverno (junho, julho e agosto) e os pontos em cinza representam medidas das estações de transição. O gráfico mostra um total de 47960 medidas no período considerado.

Analisando os números de dados disponíveis, percebe-se claramente que, devido à menor ocorrência de nuvens, o fotômetro solar AERONET realiza quase três vezes mais medidas de PWV no inverno em relação ao verão, quando a formação de nuvens é mais frequente, o que pode ser visualizado nas Fig. 19, onde

os pontos azuis são mais numerosos, preenchendo mais densamente os períodos de inverno, enquanto os pontos na cor rosa aparecem de forma mais esparsa. Além disso, o fotômetro costuma ser enviado para calibração na NASA, em geral no verão, sendo que muitas vezes não existem medidas durante o procedimento a menos que uma outra unidade seja temporariamente utilizada para substituição (a calibração é feita no verão porque existe mais interesse em medidas de aerossóis durante o inverno). Por esse e outros motivos a série temporal de medidas de PWV do fotômetro solar AERONET apresenta diversas interrupções em períodos nos quais o equipamento não operou, gerando vários intervalos sem dados ao longo dos anos. A mais longa dessas interrupções pode ser visualizada entre o final do verão de 2011/2012 e o verão de 2014/2015, com apenas alguns pontos em meados de 2014 para todo esse período de tempo.

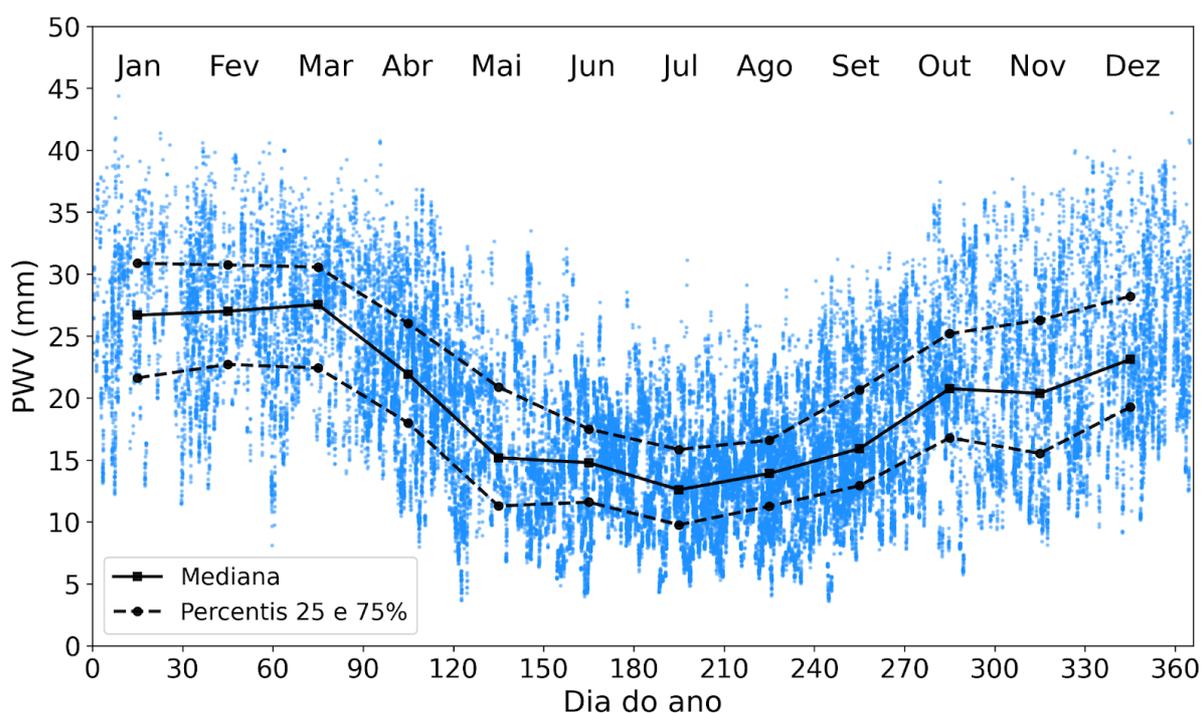


Figura 20: PWV obtido a partir de um fotômetro solar da rede AERONET, em São Paulo, para o período entre os anos de 2001 e 2019 em função dos dias do ano. Os pontos quadrados ligados pela linha contínua representam as medianas mensais e os pontos circulares ligados pelas linhas tracejadas indicam os percentis de 25 e 75% dos dados para cada mês.

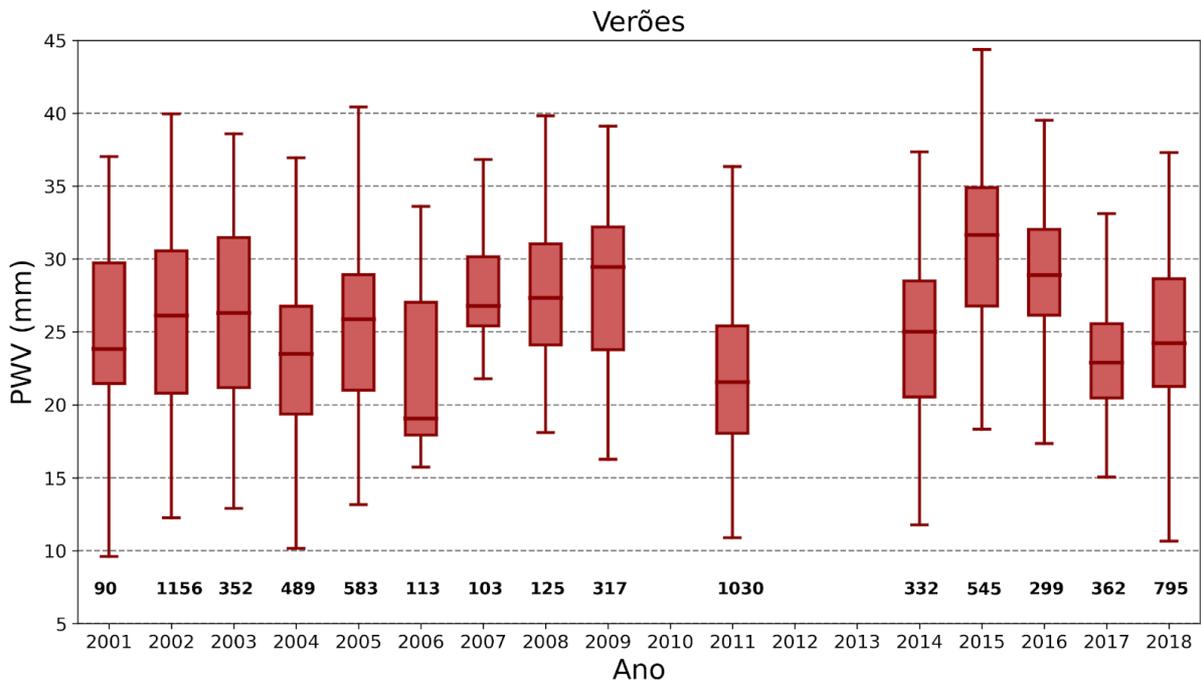


Figura 21: Boxplots das distribuições de dados de PWV obtidos pelo fotômetro solar AERONET durante os verões iniciados no ano declarado no eixo das abscissas, ou seja, o boxplot indicado como 2001 refere-se ao verão 2001/2002 e assim por diante. Foram considerados os meses de dezembro, janeiro e fevereiro e apenas dados nível 2.0 foram utilizados. Na parte inferior do gráfico são apresentados os números de observações para cada período.

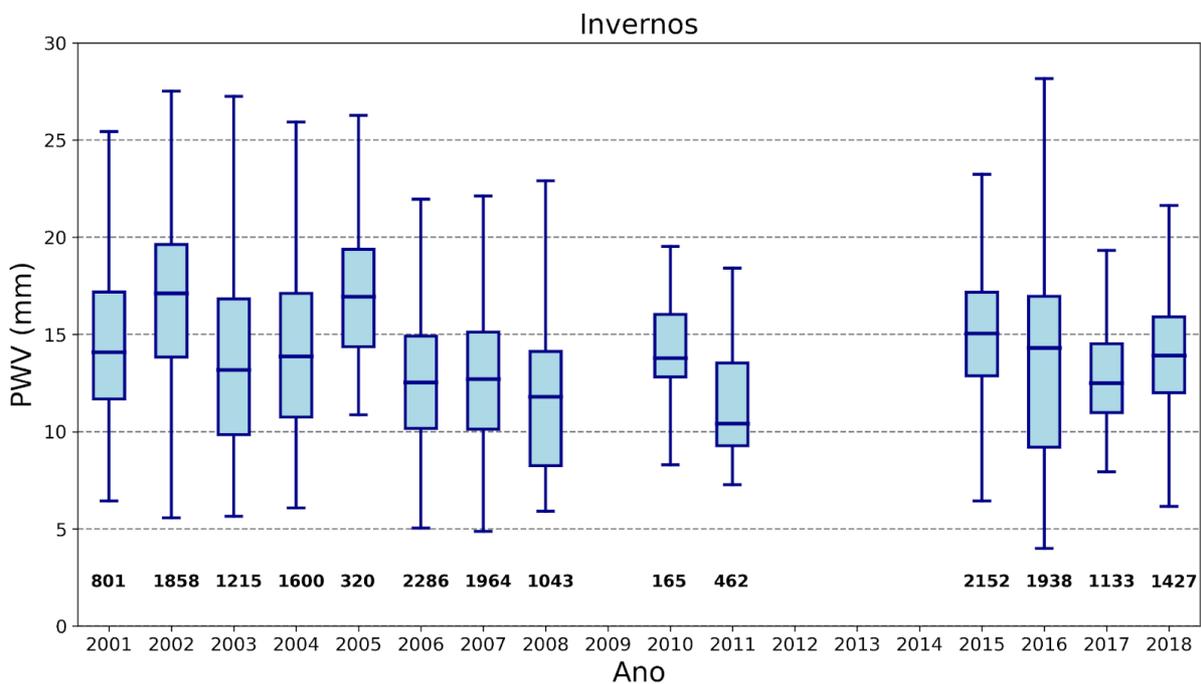


Figura 22: Boxplots das distribuições de dados de PWV obtidos por um fotômetro solar do sistema AERONET durante os invernos dos anos declarados no eixo das abscissas. Foram considerados os meses de junho, julho e agosto e apenas dados nível 2.0 foram utilizados.

A *Fig. 20* apresenta a distribuição das medidas do fotômetro solar do sistema AERONET para os 18 anos analisados ao longo dos dias do ano, com as medianas e os percentis de 25 e 75% dos dados calculados mensalmente. É possível notar claramente a sazonalidade das medidas de PWV, que apresentam valores menores no inverno, entre junho e agosto, chegando a valores um pouco abaixo de 5 mm e apresentando medianas em torno de 14 mm nesse período. Durante o verão a quantidade de vapor d'água é maior, chegando a atingir valores acima de 40 mm e com medianas variando de 24 a 27 mm entre os meses de dezembro e fevereiro.

As distribuições observadas têm forma aproximadamente simétrica na maior parte dos casos e as medianas calculadas para os meses de verão e inverno apresentam boa concordância com os coeficientes lineares ajustados anteriormente para cada uma das estações. Mais uma vez é possível perceber claramente a maior densidade de pontos na região do inverno em comparação ao verão.

Foi realizada ainda uma análise das distribuições dos dados separando as medidas obtidas durante verões e invernos de cada um dos anos. Os resultados estão apresentados nas *Figs. 21 e 22*, na forma de boxplots, nos quais a linha central das caixas representa a mediana dos dados, dentro das caixas estão 50% das medidas (percentis 25 e 75%) enquanto as barras representam a variabilidade das observações. Na parte inferior do gráfico são ainda apresentados os números de observações para cada período.

Para as medidas referentes aos verões iniciados entre dezembro de 2001 e dezembro de 2018, apresentadas na *Fig. 21*, as medianas das distribuições dos dados ficam entre cerca de 20,0 a 30,0 mm. Os verões de 2010/2011, 2012/2013 e 2013/2014 não apresentam dados disponíveis para análise no sistema AERONET. Analisando as medidas de PWV referentes aos invernos dos anos entre 2001 e 2018, apresentadas na *Fig. 22*, as medianas das distribuições dos dados oscilam entre aproximadamente 10,0 e 18,0 mm. Os invernos dos anos de 2008 e 2011 tem as duas distribuições com as menores medianas e também apresentam uma maior assimetria (medidas mais concentradas em valores menores de PWV). Destaca-se

ainda a grande variação dos dados da distribuição referente ao inverno de 2016. Os invernos de 2009, 2010, 2013 e 2014 não apresentam dados disponíveis para análise no sistema AERONET.

Tabela 2. Coeficientes angulares, lineares e incertezas ajustados à série temporal de medidas de PWV do fotômetro solar da rede AERONET entre janeiro de 2001 e maio de 2019. Os coeficientes lineares correspondem ao valor projetado para 01-01-2001.

| Estação | Coeficiente angular (mm/ano) | Coeficiente linear (mm) |
|------------------|---------------------------------|----------------------------|
| Verões | $0,030 \pm 0,013$ | $25,00 \pm 0,14$ |
| Invernos | $-0,048 \pm 0,005$ | $14,31 \pm 0,06$ |
| Todas as medidas | $0,009 \pm 0,006$ | $18,33 \pm 0,06$ |

Foram efetuados ainda ajustes lineares, pelo método dos mínimos quadrados, buscando avaliar a existência de tendências de variação das medidas de PWV ao longo dos anos, inicialmente utilizando todos os dados e posteriormente segregando apenas as medidas referentes ao verão e inverno. Nesses ajustes todos os pontos foram considerados com a mesma incerteza que iguala o valor de qui-quadrado ao número de graus de liberdade, calculado como o número de pontos menos o número de parâmetros ajustados. Os ajustes foram efetuados de tal forma que os coeficientes lineares representam os valores projetado para o início do ano de 2001 (01-01-2001). O coeficiente angular ajustado considerando todas as medidas disponíveis é de 0,009(6) mm/ano enquanto o coeficiente linear é de 18,33(6) mm. Utilizando apenas as medidas efetuadas durante os verões o coeficiente angular ajustado é de 0,030(13) mm/ano enquanto o coeficiente linear é de 25,00(14) mm. Selecionando apenas os dados medidos durante os invernos, o ajuste linear obtém um coeficiente angular de -0,048(5) mm/ano e coeficiente linear 14,31(6) mm. No período de pouco mais de 18 anos estudado, os dados apresentam um coeficiente angular compatível com zero em 1,5 incertezas e com um sinal tênue que mostra uma tendência de aumento na amplitude das medidas de PWV no ciclo anual entre verão e inverno. O leve crescimento observado nas medidas de verão na verdade é compatível com zero em 2,3 incertezas, podendo ser explicado pela

variação estatística dos dados, enquanto a redução notada no PWV de inverno não é compatível com zero. A *Tabela 2* apresenta os resultados dos ajustes.

4.1.2 PWV medido por radiossondas

As mesmas análises feitas para as medidas do fotômetro da AERONET foram também realizadas usando as medidas de radiossondas. A *Fig. 23* apresenta a série temporal das medidas de PWV obtidas por radiossondagens em São Paulo entre o início de 2001 e maio de 2019, segregadas em dados de verão e inverno seguindo os mesmos critérios utilizados nas medidas do fotômetro solar. Existem 2933 medidas de verão, mostradas em rosa, 2927 dados de inverno, apresentados em azul e as demais medidas, referentes às estações de transição, aparecem em cinza. Durante o período de pouco mais de 18 anos são 11758 medidas disponíveis. Ao contrário das medidas do fotômetro solar apresentadas anteriormente, as medidas de radiossondagem são praticamente distribuídas igualmente entre as estações, sendo geralmente duas medidas diárias. Além disso, a série temporal de medidas de PWV não apresenta grandes interrupções observáveis no período estudado.

A *Fig. 24* apresenta a distribuição para as medidas de PWV obtidas por radiossondagens realizadas no Aeroporto do Campo de Marte, também para o período de tempo entre início de 2001 e final de 2018. Os dados são mostrados como uma função dos dias do ano, com as medianas e os percentis de 25 e 75% calculados mensalmente. A sazonalidade das medidas também é claramente perceptível e segue o mesmo padrão observado nos dados obtidos a partir do fotômetro solar. No período do inverno, entre junho e agosto, os valores de PWV chegam a valores um pouco abaixo de 5 mm, apresentando medianas entre 16 e 18 mm. Durante o período do verão, entre dezembro e fevereiro, a quantidade de vapor d'água atmosférico aumenta e as medidas de PWV alcançam valores acima de 55 mm, em alguns casos extremos, com as medianas das distribuições variando de 35 a 38 mm no período. É possível observar que a simetria das distribuições se inverte entre meses de verão e inverno, meses de verão tem medidas mais concentradas

em valores maiores enquanto meses de inverno apresentam medidas mais concentradas em valores menores.

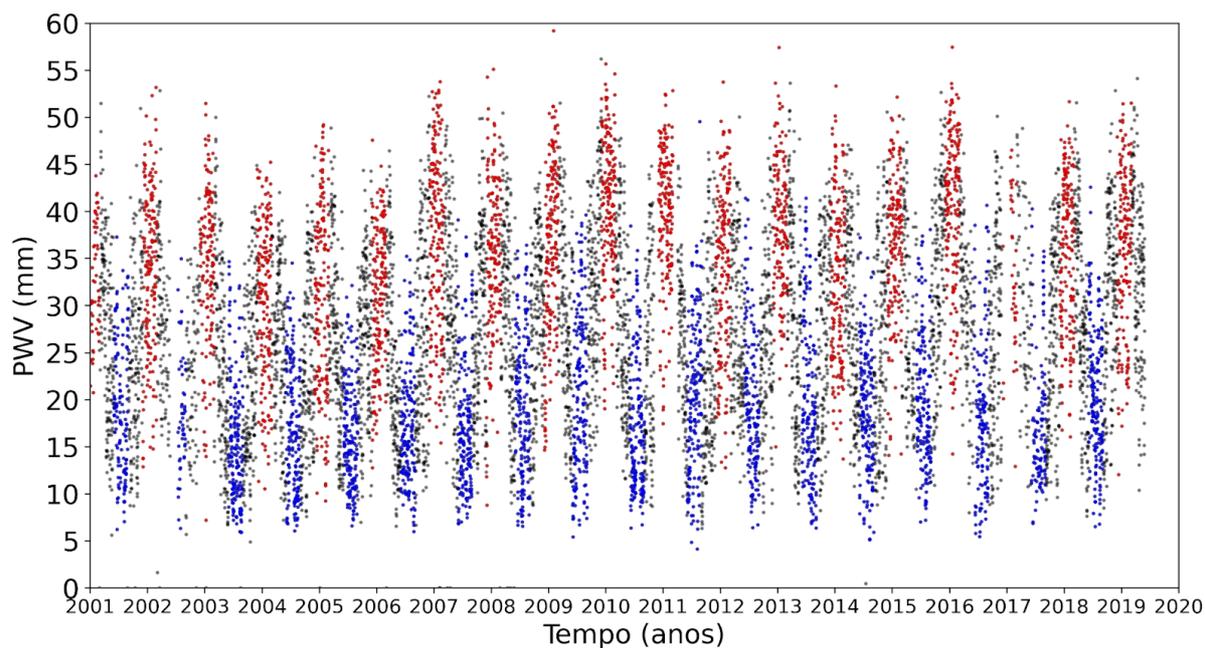


Figura 23. Série temporal das medidas de PWV obtidas por radiossondagens lançadas do Aeroporto do Campo de Marte, em São Paulo, entre o início do ano de 2001 e maio de 2019. Os pontos em rosa são 2933 medidas dos verões (dezembro, janeiro e fevereiro), os pontos em azul claro são 2927 dados de inverno (junho, julho e agosto) e os pontos em cinza representam medidas das estações de transição. O gráfico mostra um total de 11758 medidas no período considerado.

Analisando as distribuições dos dados considerando apenas as medidas obtidas para os verões, apresentados na *Fig. 25*, as medianas das distribuições variam entre aproximadamente 31 mm e um valor em torno de 42 mm. Para as medidas de PWV referentes aos invernos, apresentadas na *Fig. 26*, as medianas das distribuições dos dados oscilam entre 14 e 20 mm. Observando os números de radiossondagens realizadas em cada um dos períodos (indicado na parte inferior das figuras) é possível perceber uma grande regularidade no número de medidas efetuadas (quase sempre dois lançamentos diários), com as exceções do verão de 2016 e do inverno de 2002 que apresentam uma quantidade bastante menor de dados de radiossondas.

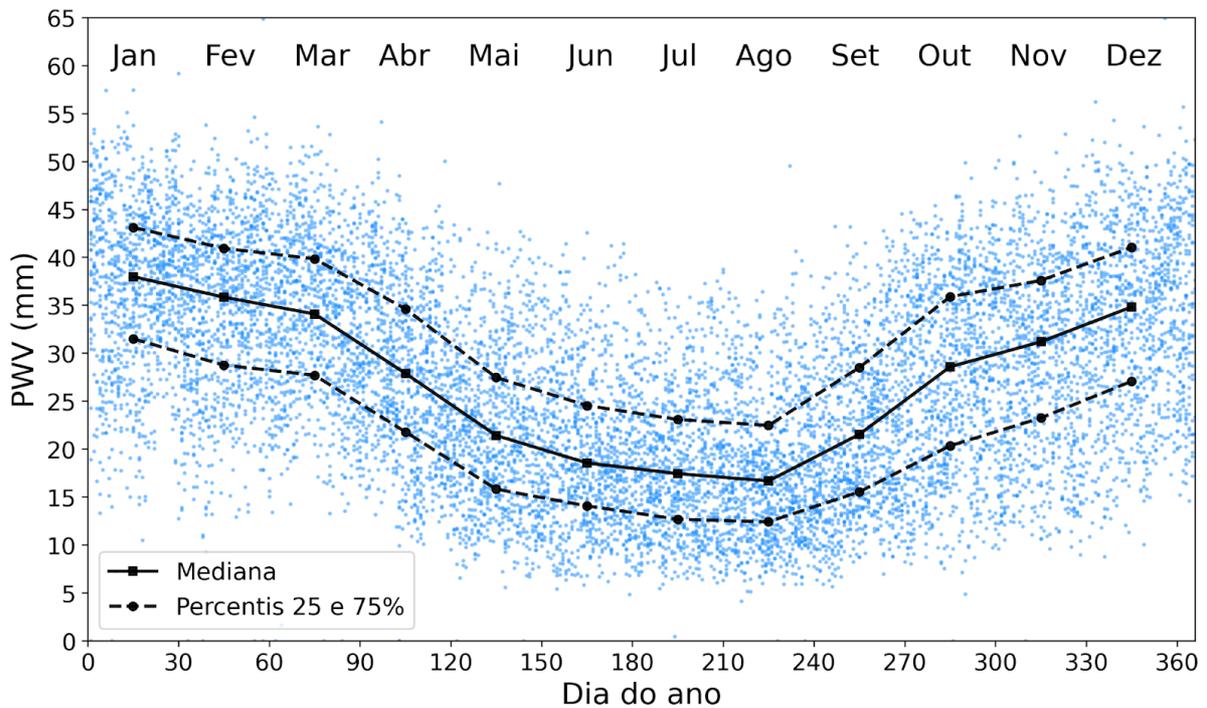


Figura 24: PWV obtido a partir de radiossondagens realizadas no Aeroporto do Campo de Marte para o período entre os anos de 2001 e 2018 em função dos dias do ano. Os pontos quadrados ligados pela linha contínua representam as medianas mensais e os pontos circulares ligados pelas linhas tracejadas indicam os percentis de 25 e 75% dos dados para cada mês.

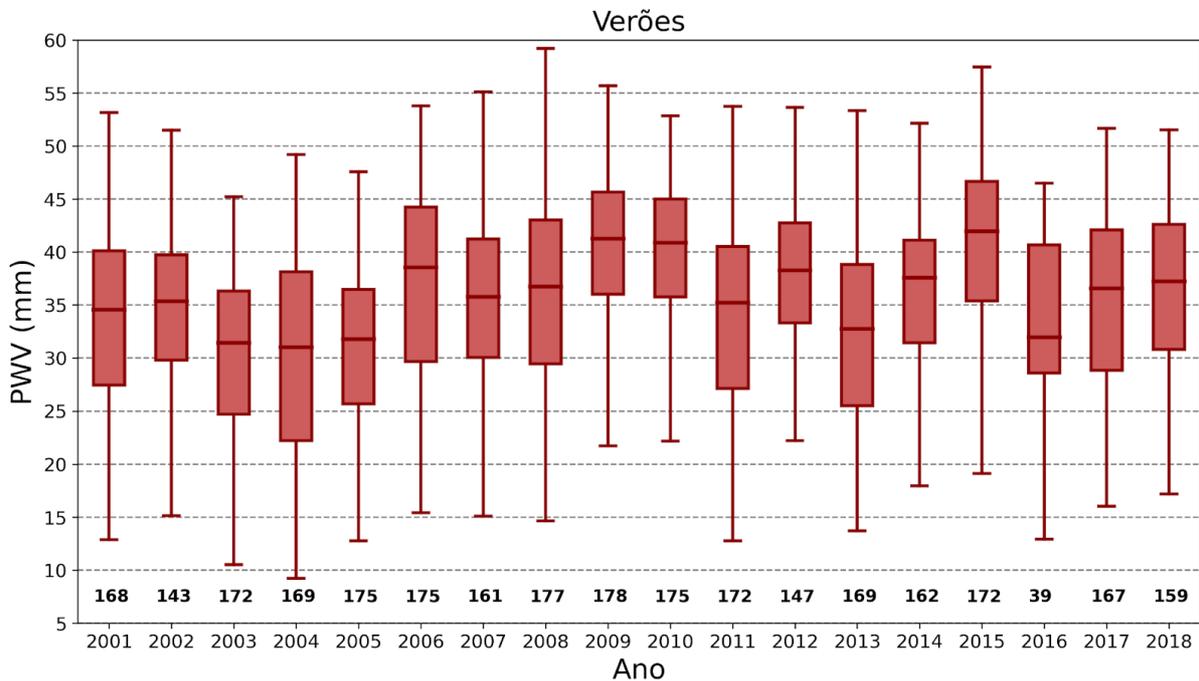


Figura 25: Boxplots das distribuições de dados de PWV obtidos por radiossondagens durante os verões iniciados no ano declarado no eixo das abscissas, ou seja, o boxplot indicado como 2001 refere-se ao verão 2001/2002 e assim por diante. Foram considerados os meses de dezembro, janeiro e fevereiro. Na parte inferior do gráfico são apresentados os números de observações para cada período.

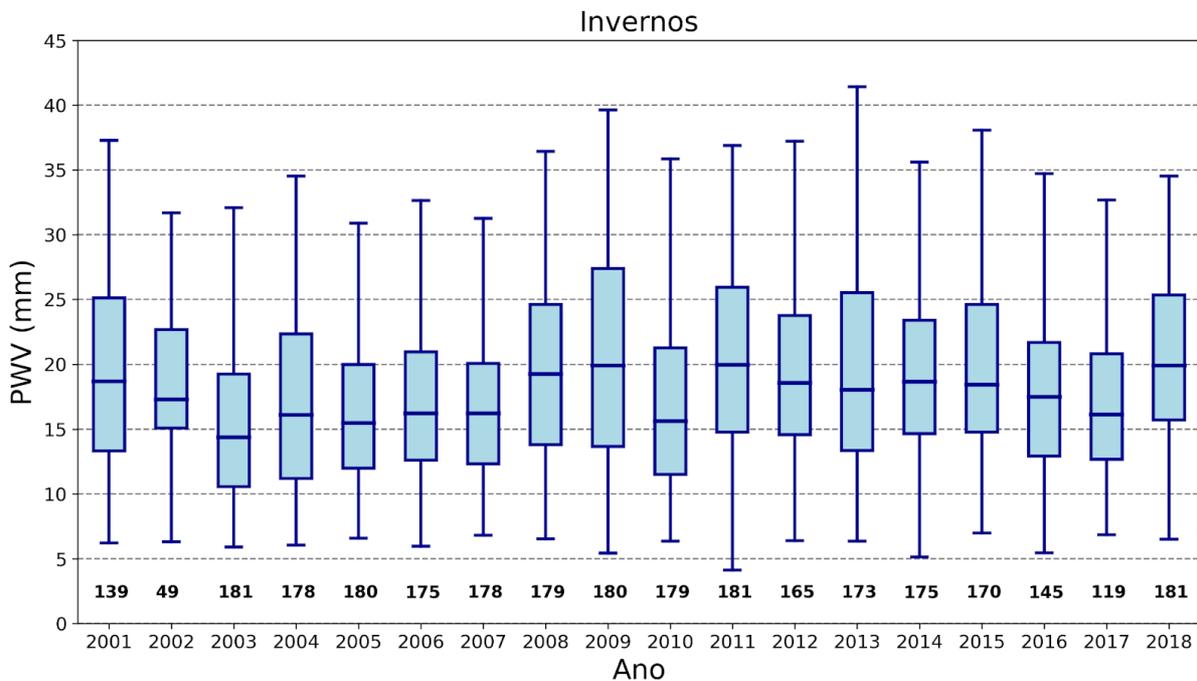


Figura 26: Boxplots das distribuições de dados de PWV obtidos por radiossondagens durante os invernos dos anos declarados no eixo das abscissas. Foram consideradas medidas dos meses de junho, julho e agosto.

Tabela 3. Coeficientes angulares, lineares e incertezas ajustados à série temporal de medidas de PWV obtidas por radiossondagens entre janeiro de 2001 e maio de 2019. Os coeficientes lineares correspondem ao valor projetado para 01-01-2001.

| Estação | Coeficiente angular (mm/ano) | Coeficiente linear (mm) |
|------------------|---------------------------------|----------------------------|
| Verões | $0,29 \pm 0,03$ | $32,7 \pm 0,3$ |
| Invernos | $0,18 \pm 0,03$ | $17,0 \pm 0,3$ |
| Todas as medidas | $0,24 \pm 0,02$ | $25,0 \pm 0,2$ |

Foram efetuados ajustes lineares, pelo método dos mínimos quadrados, buscando avaliar a existência de tendências de variação das medidas de PWV ao longo dos anos, utilizando o mesmo procedimento realizado nos dados de fotometria solar. Os ajustes foram efetuados de tal forma que os coeficientes lineares representam os valores projetados para o início do ano de 2001 (01-01-2001). O coeficiente angular ajustado considerando todas as medidas disponíveis é de $0,24(2)$ mm/ano enquanto o coeficiente linear é de $25,0(2)$ mm. Utilizando apenas as medidas efetuadas durante os verões o coeficiente angular ajustado é de $0,29(3)$ mm/ano enquanto o coeficiente linear é de $32,7(3)$ mm. Selecionando apenas os

dados medidos durante os invernos, o ajuste linear obtém um coeficiente angular de 0,18(3) mm/ano e coeficiente linear 17,0(3) mm. Os ajustes apresentam tendências de crescimento das medidas de PWV de valor bastante considerável para verões, invernos e também considerando todos os dados. Os coeficientes lineares ajustados têm valores maiores que os obtidos para medidas de fotometria solar, apresentando diferenças de 7,7(4) mm no verão, 2,7(3) mm no inverno e 6,7(2) mm quando consideradas todas as medidas disponíveis. A *Tabela 3* apresenta os resultados dos ajustes.

4.1.3 Dados para os meses com medidas do ASIVA

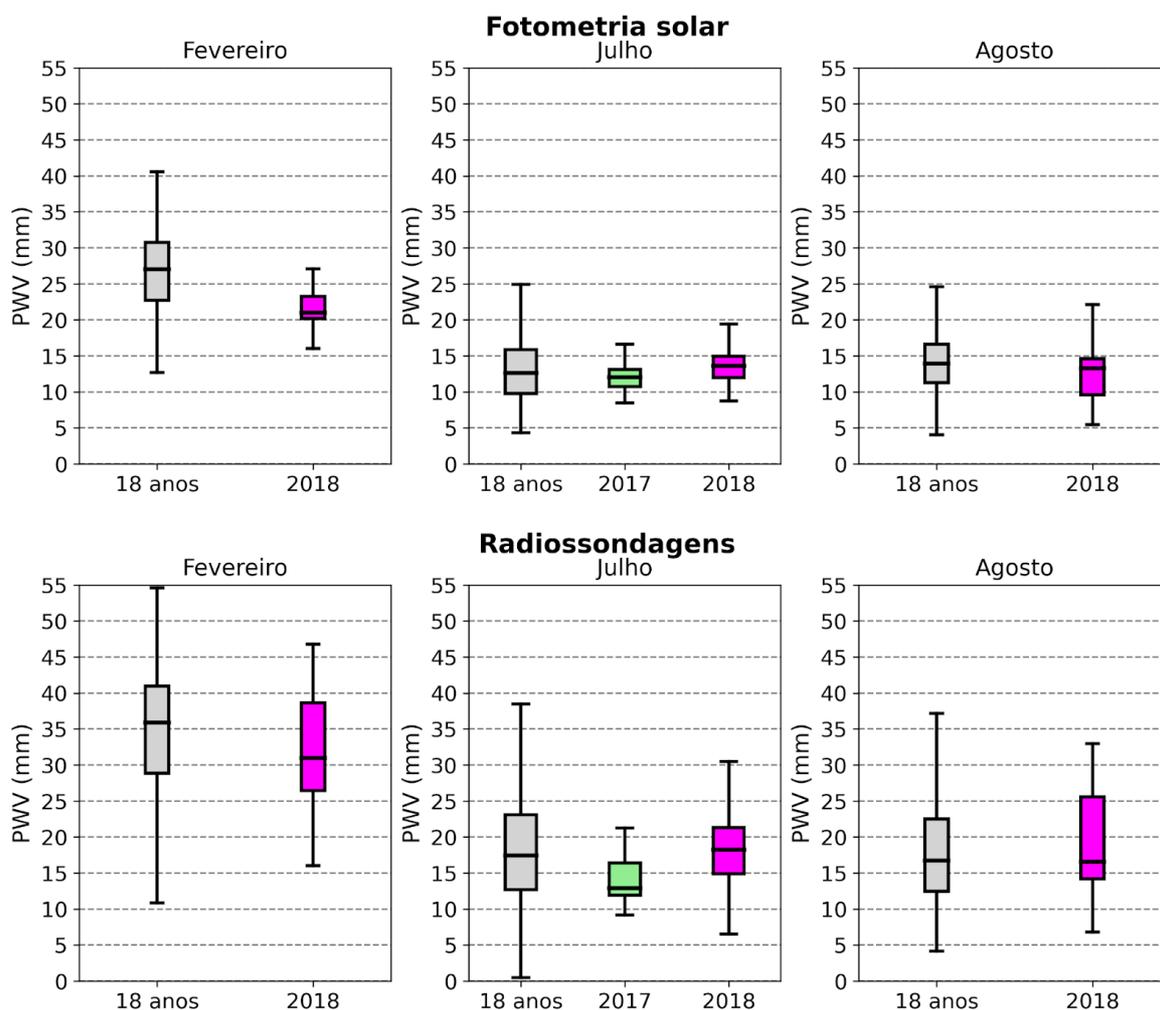


Figura 27. Boxplots das distribuições para as medidas de PWV obtidas para os meses de operação do ASIVA. Em cinza são apresentadas as distribuições para os dados do período entre 2001 e 2019, em verde os dados para o ano de 2017 e em magenta as medidas do ano de 2018.

É possível ainda visualizar as distribuições das medições de PWV de um mês específico comparando com a dos 18 anos de dados para aquele mesmo mês do ano. O gráfico da *Fig. 27* mostra os boxplots das distribuições para os meses de fevereiro, julho e agosto, comparando as medidas obtidas durante todo o período de 18 anos com os dados dos anos de 2017 e 2018 para os meses em que o ASIVA operou. De maneira geral, as distribuições não mostram grandes discrepâncias em relação ao observado em longo prazo. No entanto, as medidas de radiossondas de julho de 2017 e as medidas do fotômetro solar de fevereiro de 2018 apresentam valores abaixo do esperado para o período.

4.1.4 Comparação entre medidas de radiossondas e fotômetro solar

Observando os conjuntos de dados analisados até aqui é possível perceber que as medidas de PWV obtidas a partir de radiossondagem apresentam sistematicamente valores mais altos que as medidas obtidas por fotometria solar. Essa diferença é esperada devido à limitação da técnica de fotometria solar em condições de céu encoberto ou parcialmente nublado, condições nas quais o fotômetro solar deixa de realizar medidas, muitas vezes durante dias inteiros. Importante notar que, em média, esses momentos em que existem nuvens tendem a ser os casos em que há mais vapor d'água presente na atmosfera.

Com o objetivo de comparar medidas de PWV obtidas por essas duas fontes de dados foi realizada uma análise utilizando toda a base de dados do sistema AERONET disponível para São Paulo. Para minimizar a influência de nuvens, foram considerados apenas os dados correspondentes a quando pelo menos 5 medidas do fotômetro solar foram bem-sucedidas dentro de uma janela de tempo de 1 hora centrada no horário de lançamento da radiossonda diurna, às 9h (12h UTC), e a média desses valores foi comparada ao PWV integrado pela radiossondagem. Essa análise é bastante importante para esse trabalho, pois as medidas da AERONET são uma fonte independente de dados tomados no mesmo local que as medidas do ASIVA, podendo ser usadas para testar as medidas obtidas pelo método aqui proposto. Por outro lado, os dados de radiossondagens foram utilizados sempre que

houve necessidade de conhecer a distribuição vertical do vapor d'água atmosférico, afetando alguns dos resultados obtidos pelo ASIVA. Desta forma, conhecer a relação entre essas duas bases de dados é necessário para avaliar os resultados obtidos pelo ASIVA e as comparações com medidas do fotômetro da AERONET.

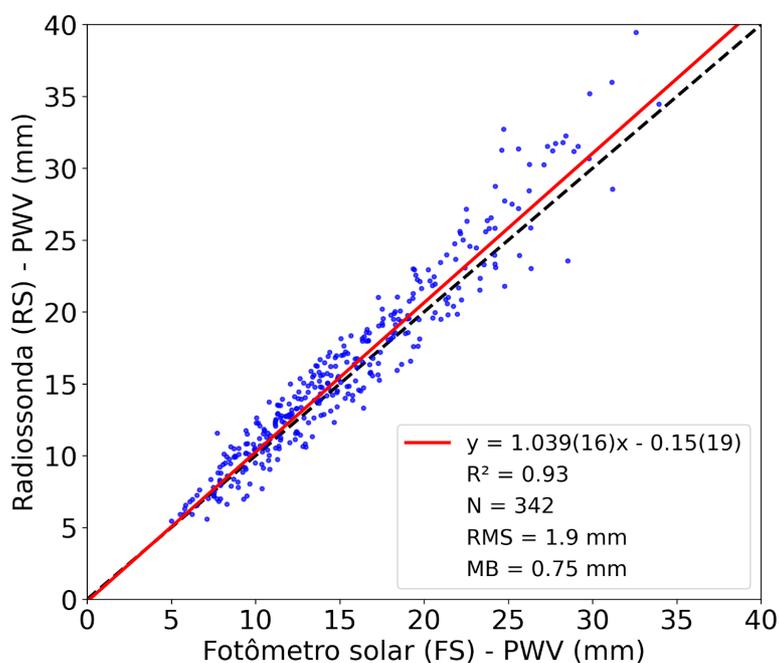


Figura 28. Comparação entre as medidas de PWV nível 2.0 obtidas pelo fotômetro solar do sistema AERONET e dados de PWV integrados por radiossondas de 2001 a 2019. O resultado da regressão é mostrado como uma linha vermelha e a linha 1:1 é mostrada tracejada. Os dados do fotômetro solar foram combinados temporalmente com os lançamentos diurnos de radiossondas às 09h (12h UTC) e, para evitar casos nublados, foram considerados apenas os dias com pelo menos 5 medidas do fotômetro solar dentro da janela temporal de uma hora centrada no horário de lançamento da radiossonda (de 30 minutos antes até 30 minutos após). O local de lançamento da radiossonda está localizado a 11 km e a uma altitude de 64 m abaixo do local de amostragem do fotômetro solar.

A Fig. 28 mostra uma comparação entre os dois instrumentos para o período de 2001 a 2019. As incertezas foram assumidas como 10% para os dados do fotômetro solar (Pérez-Ramírez *et al.*, 2014) e 3% para as radiossondagens (Castro-Almazán, Pérez-Jordán and Muñoz-Tuñón, 2016). O PWV varia de cerca de 5 mm nos dias mais secos, geralmente no inverno, até quase 40 mm nos dias mais úmidos, no verão. As medidas de radiossondas mostram um viés médio (MB, do inglês *mean bias*) positivo de 0,75 mm em relação aos dados da AERONET e um desvio quadrático médio (RMS, do inglês *root-mean square*) de 1,9 mm.

Uma regressão linear das medidas de PWV da radiossonda em função dos dados da AERONET resultou em um coeficiente angular de 1,039(16) e um coeficiente linear de -0,15(19) mm, com $R^2=0,93$. Isso indica que ambos os instrumentos estão de acordo, em geral, com as medidas das radiossondagens ligeiramente acima das determinações do fotômetro solar, em média. No entanto, a dispersão dos dados é consideravelmente maior para o verão (para maiores valores de PWV), indicando uma correspondência mais pobre durante essa estação, que também é a época em que existe mais formação de nuvens. Em alguns dias de verão, a radiossonda pode indicar PWV mais de 10 mm superior à medida da AERONET. Tomando um subconjunto dos dados para os quais o valor de PWV obtido pela AERONET está acima de 20 mm, o MB resultante foi de 1,5 mm e o RMS foi de 3,0 mm.

4.2 Calibração do ASIVA

Conforme descrito na *subseção 3.2.2*, no capítulo de metodologia, a calibração foi realizada medindo a diferença de contagens entre um corpo negro alvo, que pode ser aquecido com temperatura controlada, e outro corpo negro de referência em temperatura ambiente, também de temperatura conhecida. A razão entre a diferença de contagens e a diferença das radiâncias espectrais teóricas esperadas para cada um dos corpos negros é o ganho do sensor do ASIVA para um determinado canal, conforme a *Eq. 31*. O procedimento de calibração foi realizado para o canal 4 do ASIVA, utilizando o corpo negro alvo nas temperaturas de 30, 40, 50, 60, 70 e 80°C, sendo repetido 4 vezes para cada uma dessas temperaturas. Medidas discrepantes foram excluídas e a média dos ganhos foi calculada para cada uma das temperaturas, sendo apresentadas na *Fig. 29* como função da massa de ar. O ganho é dado em contagens/ UL_λ , sendo UL_λ definida como uma unidade de radiância espectral ($W m^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$).

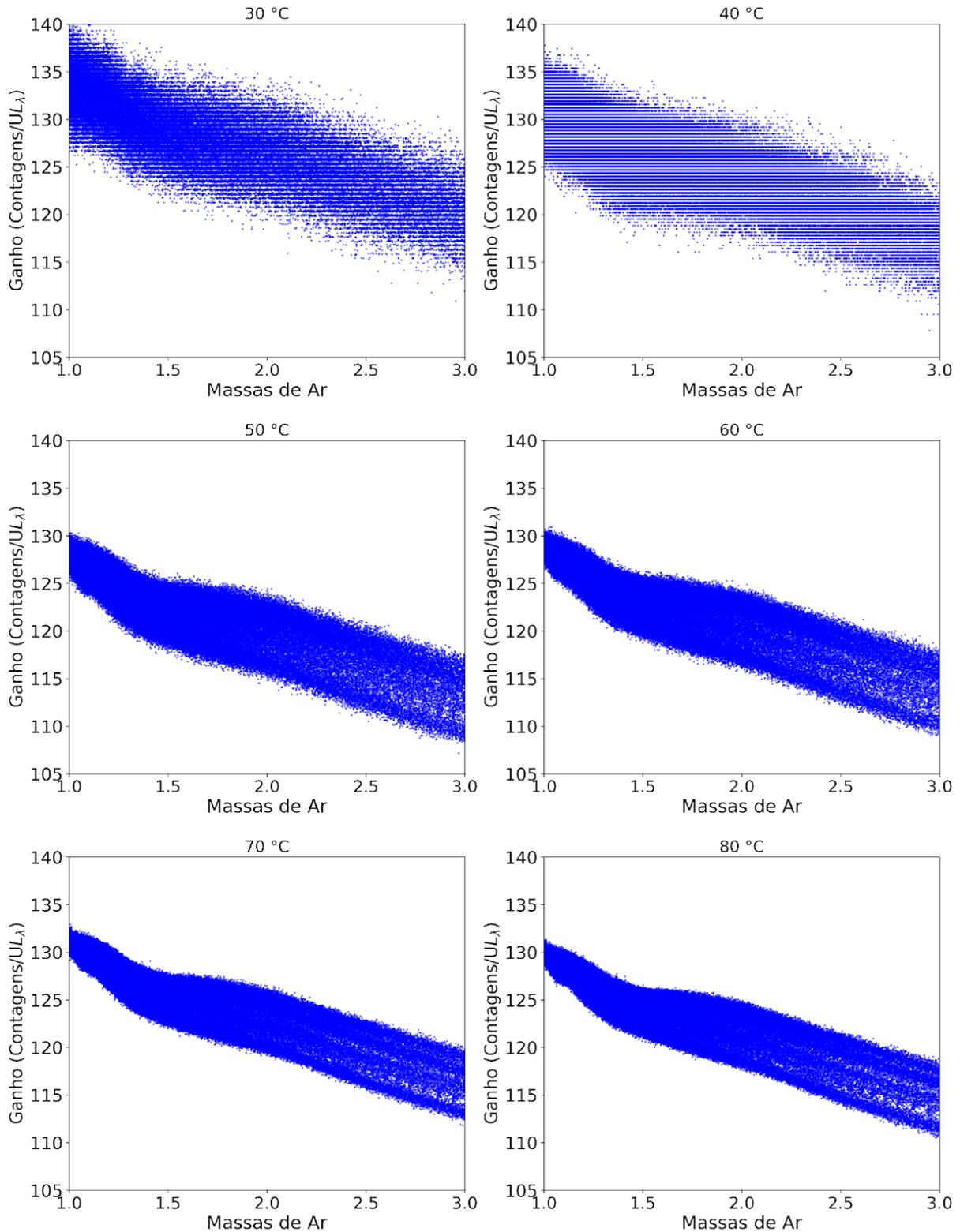


Figura 29. Ganhos de cada pixel como função da massa de ar para o canal 4 do ASIVA. Os dados foram obtidos para cada uma das temperaturas do corpo negro alvo durante o processo de calibração. O ganho é dado em contagens/ UL_λ , sendo UL_λ definida como uma unidade de radiância espectral ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$).

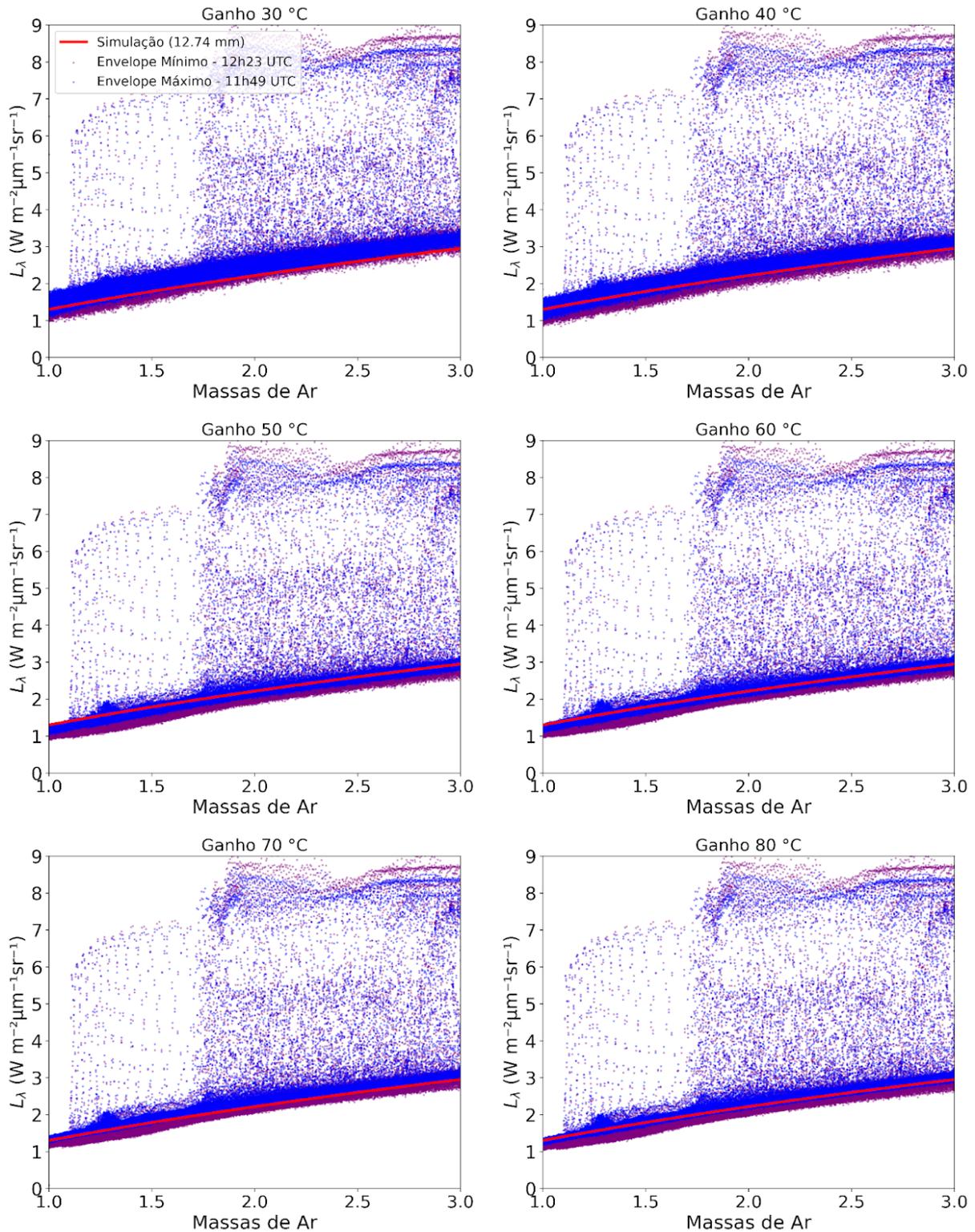


Figura 30. Radiâncias espectrais (L_λ) como função da massa de ar medidas usando o canal 4 do ASIVA no dia 06-07-2017. Os resultados foram obtidos utilizando os ganhos apresentados na Fig. 28 e são comparados a valores simulados utilizando informações da radiossondagem (linha vermelha). Foram consideradas medidas efetuadas pelo ASIVA de 30 minutos antes até 30 minutos após o lançamento da radiossonda (12h00 UTC) sendo mostrada em roxo a medida com os menores valores de L_λ para o envelope dos dados e em azul a medida com o envelope mais elevado nesse período.

Analisando a *Fig. 29*, é possível perceber que para temperaturas mais baixas, próximas da temperatura ambiente, as diferenças de contagens e de radiâncias são menores e, por isso, existe muito ruído no ganho obtido para esses casos. Apesar disso, os valores de ganho calculados para as várias temperaturas são compatíveis entre si, demonstrando uma linearidade de resposta do sensor no intervalo de temperaturas considerado. As temperaturas de 70 e 80°C são os casos que apresentam uma melhor relação sinal-ruído, sendo as melhores opções para obtenção do ganho do sensor para o canal 4.

Conhecendo o ganho para o canal 4, L_λ pode então ser obtida para uma imagem do céu, conforme descrito na seção 3.2 do capítulo anterior. A *Fig. 30* apresenta os dados de L_λ obtidos utilizando os ganhos calculados para cada uma das temperaturas (*Fig. 29*) utilizando medidas do ASIVA do dia 06-07-2017 no período de 30 minutos antes até 30 minutos depois do lançamento diurno da radiossonda (12h UTC). Os dados mostrados em roxo e azul representam a variabilidade da radiância no período considerado, sendo a medida na cor roxa a que apresenta os menores valores de radiância, levando em conta o envelope dos dados, enquanto a medida em azul é aquela com o envelope mais elevado no período. Os resultados são comparados com os valores simulados utilizando dados de PWV e perfil atmosférico obtidos da radiossondagem.

Analisando a *Fig. 30* é possível verificar que todos os ganhos utilizados resultam em valores de L_λ compatíveis com os simulados, no entanto, a dispersão no envelope inferior dos dados de L_λ é muito menor para os ganhos obtidos a partir de temperaturas mais altas do corpo negro alvo durante a calibração. Essa melhor definição já era esperada devido à melhor relação sinal-ruído existente nesses casos, como mostrado anteriormente. O ganho obtido a partir da medida de 70°C é aquele que melhor adequa os valores de radiância à simulação para o caso estudado. Além disso, foi necessário excluir uma das medidas de calibração usada para calcular o ganho de 80°C e por esses motivos optamos por utilizar o ganho de 70°C nas análises seguintes. Uma outra opção seria utilizar uma média entre as 4 medidas de 70°C e as 3 medidas de 80°C, o que resultaria em uma pequena redução de aproximadamente 1% nos valores de L_λ determinados. Comparando os resultados para os ganhos de 70 e 80°C não existe uma diferença perceptível da

definição do envelope inferior dos dados, indicando que temperaturas mais altas não devem melhorar a calibração.

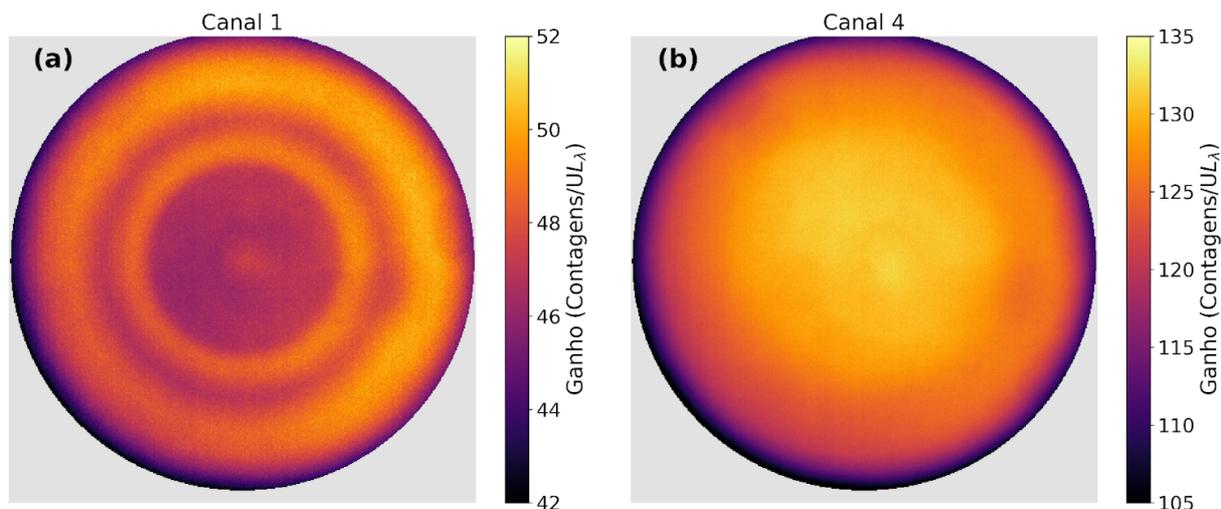


Figura 31. Ganhos calculados para os canais (a) 1 e (b) 4 do ASIVA para cada um dos pixels do sensor, apresentados em escalas de cores.

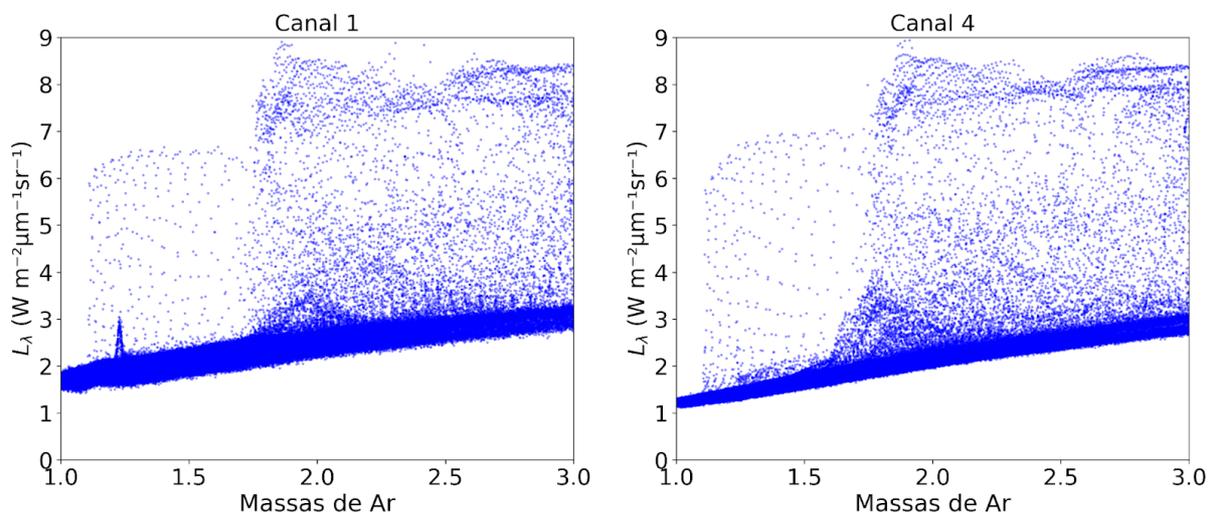


Figura 32. Gráficos de L_λ como função da massa de ar para imagens obtidas usando os canais 1 e 4 do ASIVA em 06-07-2017 às 12h00 UTC.

Um procedimento semelhante de cálculo de ganho foi realizado também para o canal 1 do ASIVA e a Fig. 31 mostra os ganhos obtidos utilizando os canais 1 e 4 para cada um dos pixels do sensor na forma de imagem em escala de cores. É possível notar que o canal 4 apresenta uma resposta muito maior que o canal 1,

com valores de contagens/ UL_λ tipicamente maiores do que o dobro daqueles do canal 1. Isso é esperado, pois, analisando a *Fig. 15* percebe-se que a área sob as curvas de transmitâncias dos canais apresenta uma razão semelhante. Além disso, uma diferença claramente visível é a existência de estruturas em forma de anéis na imagem do ganho para o canal 1 enquanto o gráfico do canal 4 mostra uma variação monotônica dos valores na imagem.

A partir dos ganhos apresentados é possível obter então L_λ para as imagens dos dois canais em um mesmo horário. Os gráficos da *Fig. 32* apresentam os valores de L_λ como função da massa de ar obtidos a partir de imagens feitas utilizando os canais 1 e 4 do ASIVA em 06-07-2017 às 12h00 UTC. O objetivo de comparar esses dois resultados é mostrar que o envelope apresenta uma definição melhor na medida realizada utilizando o canal 4, o que pode ser verificado comparando as larguras das regiões do gráfico em que as medidas dos envelopes se encontram. Percebe-se que o canal 4 apresenta uma melhor relação sinal-ruído em relação ao canal 1 e, por isso, utilizaremos o canal 4 nas próximas análises.

4.3 Medidas de L_λ e PWV obtido pelo fotômetro solar

Obtidas as medidas de L_λ a partir de imagens do ASIVA, foi possível comparar esses resultados com os dados de PWV determinados pelo fotômetro solar do sistema AERONET. Uma equação do segundo grau foi ajustada à mediana do envelope inferior dos dados de L_λ para cada uma das medidas do ASIVA e, a partir dos coeficientes ajustados, foi possível obter o valor de L_λ para qualquer massa de ar desejada. A *Fig. 33* apresenta um exemplo desse tipo de ajuste efetuado para uma medida do canal 4 do ASIVA realizada em 06-07-2017 às 12h00 UTC.

Ajustes de reta do PWV medido pelo fotômetro solar da AERONET como função do valor de L_λ determinado a partir de imagens do ASIVA foram efetuados e a *Fig. 34* apresenta quatro exemplos dessa análise para as massas de ar 1,00, 1,05, 1,15 e 1,50 (ângulos zenitais de aproximadamente 0° , 18° , 30° e 48° , respectivamente). Foram consideradas apenas medidas com céu limpo ou poucas nuvens realizadas em horários próximos das 12h00 UTC em diversos dias de verão e inverno. Todos os ajustes lineares apresentados na *Fig. 34* apresentam $R^2 \cong 0,97$.

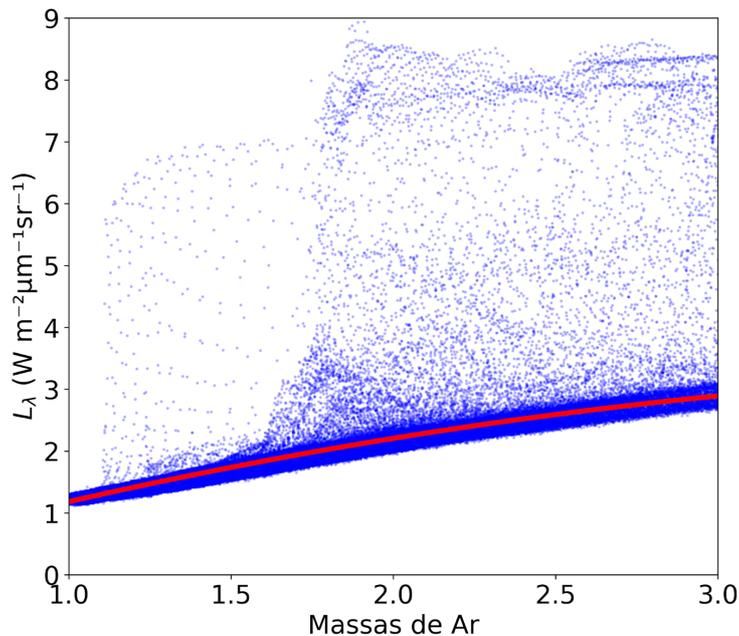


Figura 33. Exemplo de função do segundo grau ajustada à mediana dos dados do envelope inferior para a medida de L_λ obtida para o canal 4 do ASIVA no dia 06-07-2017 às 12h00 UTC. A função está apresentada em vermelho e a partir dos coeficientes ajustados é possível calcular o valor esperado de L_λ para o envelope em qualquer valor de massa de ar.

O resultado mostra a linearidade da resposta do sensor aos dados de PWV, para cada valor de massa de ar, e indica que as medidas de radiância obtidas pelo ASIVA podem ser usadas para determinar a quantidade de vapor d'água atmosférico. É possível perceber que existe uma variação na inclinação da reta ajustada conforme a massa de ar aumenta. O coeficiente angular obtido para a massa de ar 1,0 é 8,2(5) mm/ UL_λ , sendo que esse valor diminui até chegar em 6,5(4) mm/ UL_λ para 1,5 massas de ar. Por sua vez, o coeficiente linear varia pouco, saindo de -3,2(11) na massa de ar 1,0 para -3,4(10) em 1,5 massas de ar. Os coeficientes lineares e angulares ajustados são mostrados nas *Figs. 35a* e *35b*, respectivamente. A análise foi efetuada para massas de ar entre 1,0 e 1,5 em intervalos de 0,05 massas de ar.

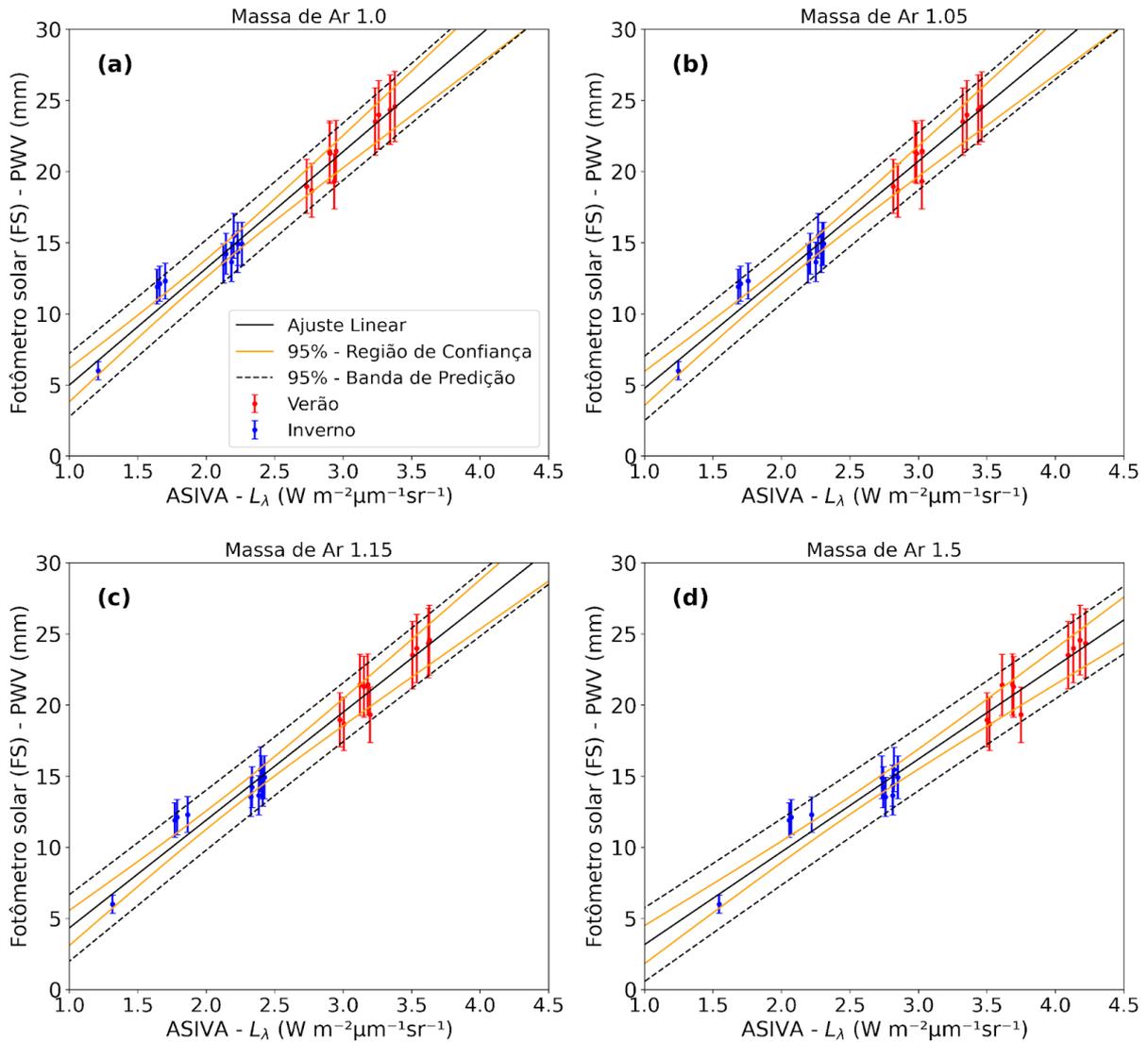


Figura 34. Ajustes lineares de PWV medido pelo fotômetro solar AERONET em função de L_λ determinado a partir de imagens do ASIVA para (a) 1,00, (b) 1,05, (c) 1,15 e (d) 1,50 massas de ar (ângulos zenitais de aproximadamente 0° , 18° , 30° e 48° , respectivamente). Os pontos em vermelho são dados do verão enquanto as medidas em azul são dados do inverno. As linhas em preto indicam a função ajustada em cada caso, as linhas em laranja delimitam a região pela qual passa a função com 95% de confiança e as linhas pontilhadas em preto indicam a banda de predição de novas medidas também com 95% de confiança, para cada um dos gráficos. Nessa análise foram consideradas apenas medidas próximas das 12h UTC em dias com poucas nuvens.

Analisando os gráficos das Figs. 35a e 35b, percebe-se que existe um comportamento bastante previsível dos coeficientes, sendo possível inferir o valor de cada um deles para qualquer ângulo de observação a partir de uma interpolação no gráfico. Conhecendo ambos os coeficientes e medindo L_λ a partir de uma imagem do ASIVA é possível calcular a coluna de PWV para qualquer valor de massa de ar.

Tomando, por exemplo, 1,15 massas de ar (ângulo zenital de 30°) e uma medida de radiância de $3,0 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ (o que seria um valor intermediário nos gráficos da *Fig. 34*) o resultado calculado de PWV seria 19,5(25) mm, o que significa uma incerteza de aproximadamente 13% do valor da medida. Uma limitação dessa técnica é o fato de que, até o momento, não existe um número muito grande de dias com medidas do ASIVA disponíveis para utilização nos ajustes e futuramente, conforme houver uma maior estatística, esse método se tornará mais robusto podendo ser usado até mesmo para determinação de PWV pixel a pixel nas imagens do céu.

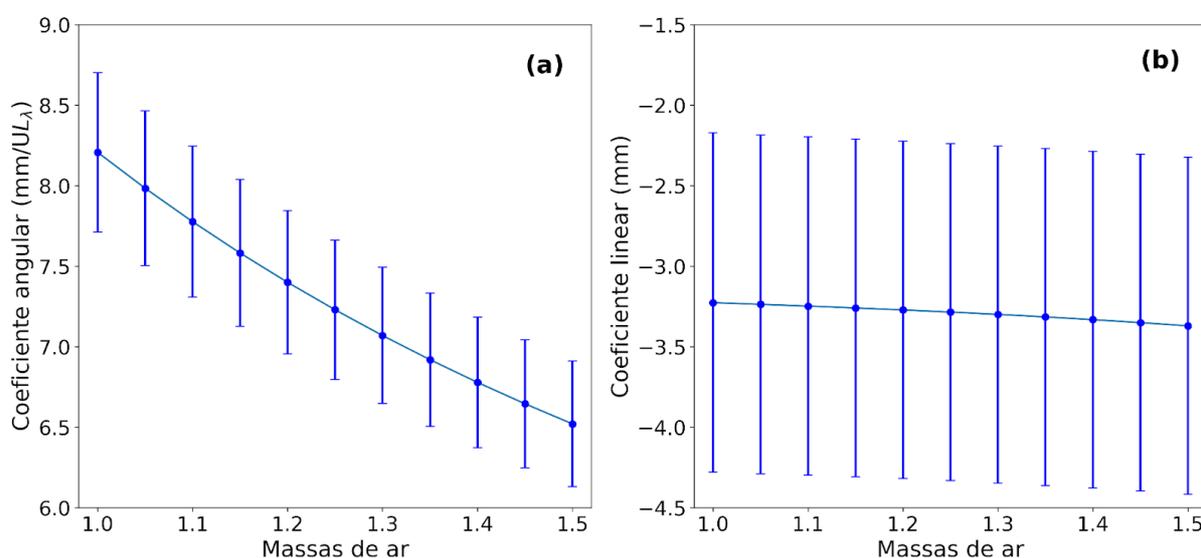


Figura 35. Coeficientes angulares **(a)**, lineares **(b)** e incertezas obtidos a partir de ajustes lineares como os apresentados na *Fig. 33*. Foram realizadas análises para massas de ar entre 1,00 (zênite) e 1,50 (ângulo zenital de aproximadamente 48°) em intervalos de 0,05 massas de ar.

Outra questão que precisa ser destacada é que a variação da distribuição vertical do vapor d'água atmosférico foi desconsiderada até então. No entanto, conforme descrito anteriormente na seção 3.4, o perfil vertical de umidade é um fator que influencia as medidas de L_λ , pois uma mesma quantidade de vapor de água integrado total pode emitir mais radiação (e conseqüentemente resultar em uma maior medida de L_λ) caso esteja distribuído mais próximo da superfície ou então emitir menos radiação (gerando em uma menor medida de L_λ) caso esteja distribuído mais distante do sensor, em maiores altitudes. Esse efeito pode ser visualizado nos gráficos da *Fig. 34*, sendo que na *Fig. 34d*, por exemplo, algumas das medidas do

inverno (em azul) que variam entre 12 e 15 mm de PWV (uma variação pequena) apresentam uma variação de quase $1,0 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$. Visivelmente isso causa uma maior dispersão dos dados, aumentando as incertezas dos ajustes. O efeito da variação do perfil vertical de vapor d'água atmosférico nas medidas de L_λ será estudado em maior detalhe na próxima seção. Até o final deste capítulo será demonstrada uma outra abordagem, independente de dados do fotômetro da AERONET e levando em consideração o perfil atmosférico e simulações de transferência radiativa para obter medidas de PWV a partir de imagens do ASIVA.

4.4 Medidas de L_λ e perfis verticais de vapor d'água

A dispersão dos dados nos ajustes lineares apresentados na seção anterior mostra a necessidade de levar em conta a influência do perfil vertical de vapor d'água atmosférico na elaboração das técnicas de medida de PWV aqui proposta e, por isso, nesta seção estudaremos os efeitos da variação dessa distribuição vertical de umidade nas medidas de L_λ para o canal 4 no ASIVA. Inicialmente consideremos o caso específico de medidas do ASIVA realizadas próximas das 12h00 UTC para dois dias consecutivos, 07-02-2018 e 08-02-2018. Esses dois dias apresentam valores bastante semelhantes de PWV medido pelo fotômetro solar do sistema AERONET: 19,3(19) mm para o dia 07 e 19,0(19) mm para o dia 8. No entanto, as medidas de L_λ obtidas para o zênite (massa de ar 1,0) são de $2,75 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ no dia 07 e $2,36 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ no dia 08, o que significa uma diferença de aproximadamente 15%. Uma possível explicação para a diferença observada na medida de L_λ é uma variação da distribuição vertical do vapor d'água de um dia para o outro.

A *Fig. 36* apresenta as razões de mistura do vapor d'água conforme varia a altitude para os dois dias estudados. Os dados foram obtidos de radiossondagens realizadas no Campo de Marte e a partir deles foram calculadas as altitudes medianas das distribuições para ambos os dias. A mediana é definida aqui como o nível para o qual a quantidade de vapor d'água é a mesma acima e abaixo daquela altitude. É claramente perceptível que o dia 07-02-2018 apresenta uma distribuição com umidade mais próxima da superfície em relação ao dia 08-02-2018, o que está

de acordo com a diferença observada entre as medidas de L_λ para os dois dias. As altitudes medianas obtidas para as distribuições verticais de vapor d'água dos dias 07 e 08 são 1705 m e 2295 m, respectivamente.

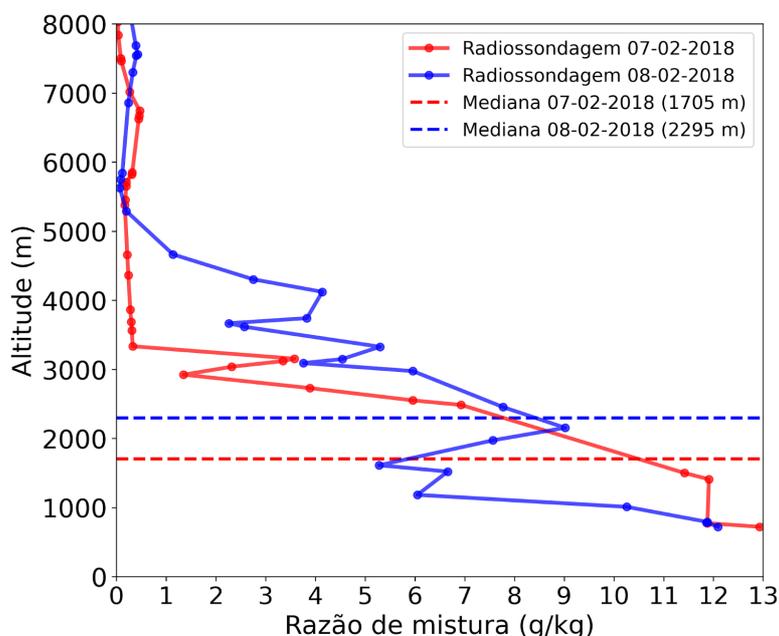


Figura 36. Perfis verticais de vapor d'água atmosférico para as radiossondagens dos dias 07-02-2018 e 08-02-2018, às 12h00 UTC. A distribuição vertical de umidade é apresentada na forma de razão de mistura (em g de vapor d'água por kg de ar seco) no eixo das abcissas e a altitude no eixo das ordenadas. As linhas contínuas mostram os dados das radiossondas enquanto as linhas horizontais tracejadas apresentam os valores das medianas das distribuições.

Aprofundando o estudo, foram realizadas simulações usando o software libRadtran. A Fig. 37 apresenta os perfis verticais de razão de mistura de vapor d'água atmosférico e temperatura (Figs. 37a e 37b, respectivamente) para os perfis atmosféricos padrões tropical, *mid-latitude summer* e *mid-latitude winter* (Anderson *et al.*, 1986), bem como para as médias sazonais de radiossondagens para São Paulo para o verão e inverno (denominadas São Paulo *summer* e São Paulo *winter*) e ainda dados de radiossondagens para um dia específico de verão austral (09-02-2018) e outro de inverno (06-07-2017). A cidade de São Paulo está localizada próxima ao Trópico de Capricórnio, no limite entre as regiões tropical e subtropical e, portanto, os perfis de *mid-latitude* foram incluídos na análise apenas para fins de comparação. Esses mesmos perfis foram utilizados em simulações de

L_λ no libRadtran, normalizando a coluna integral de vapor d'água (PWV) para o valor medido pela radiossonda. Os resultados são mostrados nas *Figs. 37c* e *37d* para verão e inverno, respectivamente, sendo comparados com os dados experimentais obtidos a partir de imagens do ASIVA.

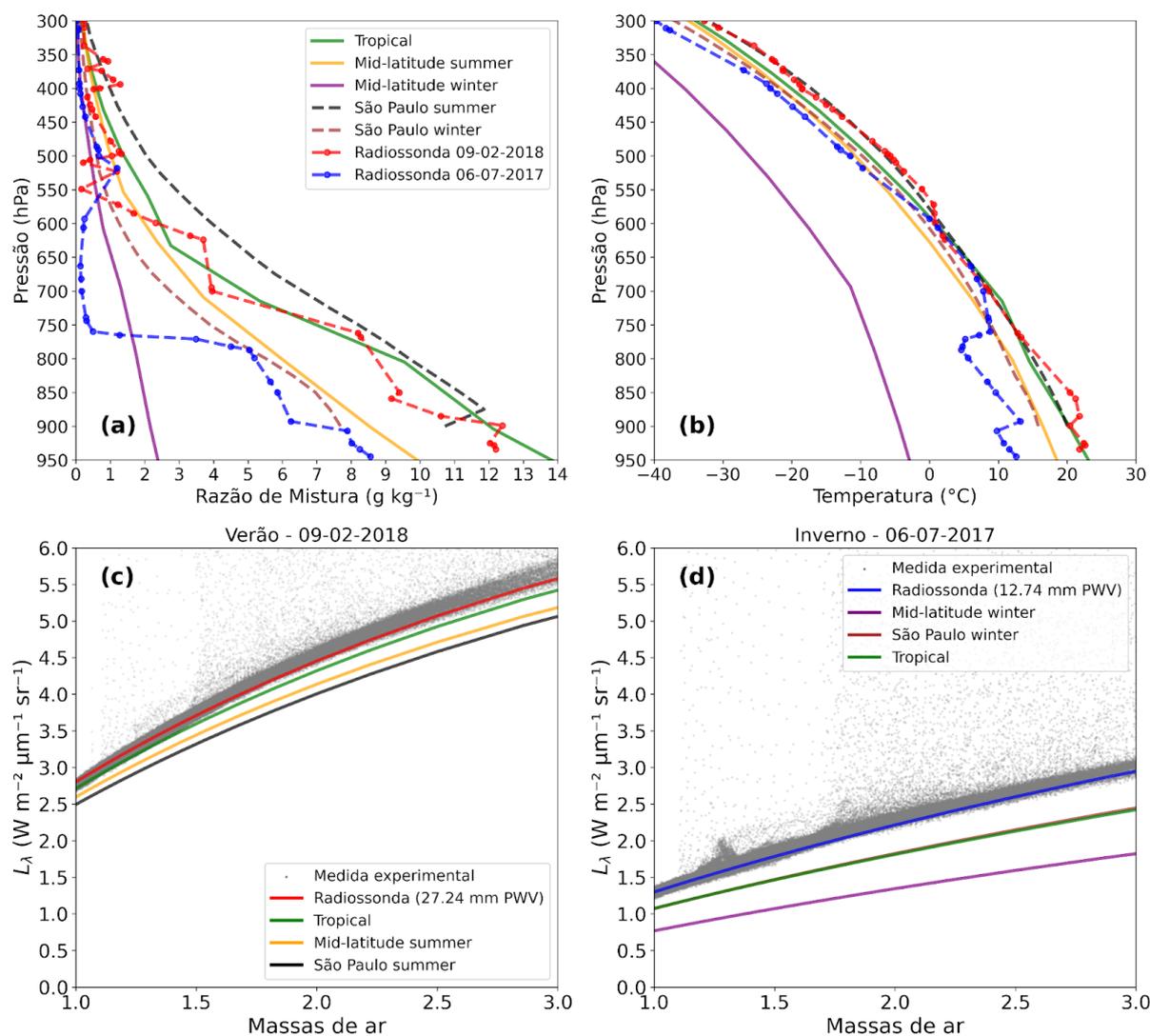


Figura 37. (a) Razão de mistura de vapor d'água e (b) perfis verticais de temperatura para os modelos padrão tropical (verde), mid-latitude summer (laranja), mid-latitude winter (roxo), médias climatológicas para São Paulo no verão (preto) e inverno (marrom) além de exemplos de radiossondagens para um dia de verão (09-02-2018, em vermelho) e um dia de inverno (06-07-2017, em azul). Medida experimental de L_λ (cinza) para (c) 09-02-2018 e (d) 06-07-2017, comparados com simulações do libRadtran para cada um dos perfis atmosféricos. As simulações utilizaram a distribuição vertical de umidade para cada perfil normalizando o valor para o PWV obtido pela radiossondagem. As medidas de L_λ foram realizadas no intervalo de poucos minutos em relação ao lançamento da radiossonda diurna (12h UTC). Note que as curvas para os perfis São Paulo winter e tropical são praticamente coincidentes em (d).

A comparação entre a *Fig. 37a* e a *Fig. 37b* indica que, para o caso estudado, os perfis verticais de vapor d'água apresentam uma variação percentual muito maior do que os perfis de temperatura. As variações de temperatura são pequenas com exceção do modelo de latitudes médias-inverno, que se mostra muito diferente das radiossondagens apresentadas como exemplos. Nenhum dos perfis atmosféricos padrão se encaixa nas condições reais da atmosfera de São Paulo, embora o modelo tropical pareça ser uma melhor opção, por apresentar uma distribuição vertical de vapor d'água mais próximo da superfície.

Comparando as *Figs. 37c* (verão) e *37d* (inverno), quando a PWV apresenta valores de 27,24 e 12,74 mm, respectivamente, os L_λ medidos e simulados para o dia de verão são quase o dobro daqueles para o dia de inverno. Em ambos os casos, apenas as simulações realizadas usando o perfil de radiossonda específico para cada dia apresentam boa concordância com o envelope de L_λ medido a partir das imagens do ASIVA, todas as outras simulações mostram desvios para valores menores. Essas diferenças de L_λ observadas são maiores no inverno (*Fig. 37d*) do que no verão (*Fig. 37c*).

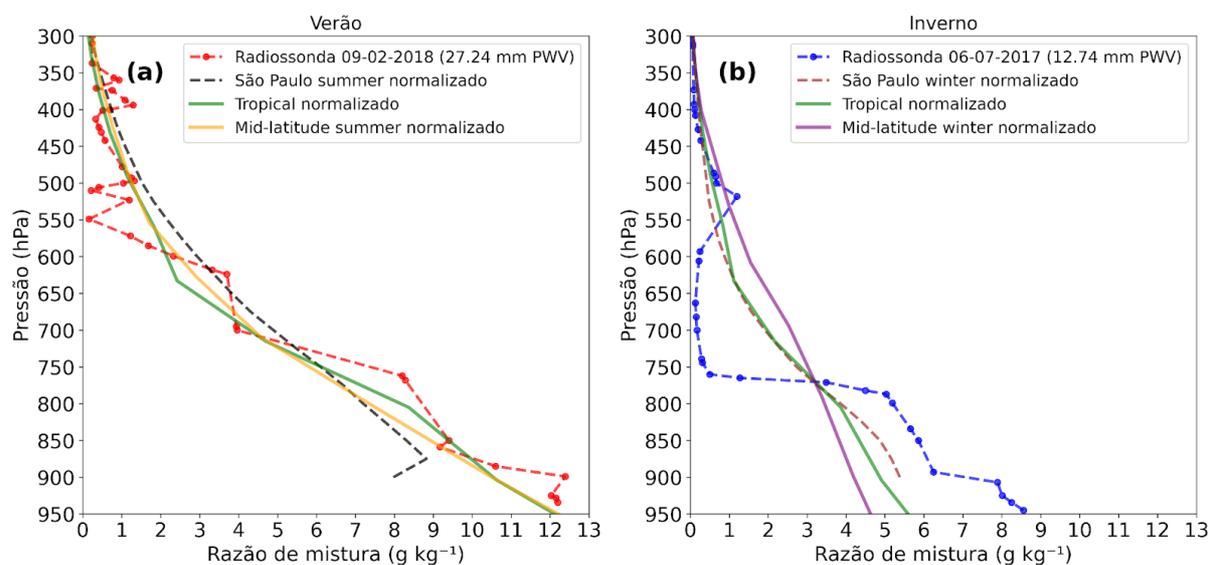


Figura 38. Perfis verticais de razão de mistura para o vapor d'água, normalizados para o valor de PWV integrado a partir da radiossondagem para **(a)** um dia de verão (09-02-2018) e **(b)** um dia de inverno (06-07-2017). O padrão de cores é o mesmo da *Fig. 37*.

Na *Fig. 37d*, as simulações usando o perfil padrão tropical e a média das radiossondagens de inverno (São Paulo *winter*) mostram valores de L_λ muito semelhantes devido à forma quase coincidente de sua distribuição vertical de umidade. Para destacar as diferenças na distribuição vertical de vapor d'água, perfis artificiais foram calculados normalizando cada um deles para o mesmo valor integral de PWV. A *Fig. 38* mostra os perfis verticais da *Fig. 37* após o procedimento de normalização.

Na *Fig. 38a*, é possível perceber que o perfil tropical normalizado apresenta distribuição vertical de umidade mais próxima da superfície quando comparado aos demais perfis padrão normalizados. Essas diferenças na distribuição vertical de vapor d'água são ainda mais pronunciadas nos perfis de inverno apresentados na *Fig. 38b*, onde vemos características contrastantes para cada um dos perfis. Em níveis de pressão abaixo de cerca de 800 hPa, os perfis normalizados de inverno tropical e médio de São Paulo são semelhantes, no entanto, ambos são muito diferentes do exemplo de radiossonda para 06-07-2017. Em ambos os gráficos, as diferenças de distribuição refletem a ordem das curvas simuladas nas *Figs. 37c* e *36d*, sendo que as distribuições que apresentam vapor mais distante da superfície levam a uma maior subestimação dos valores de L_λ simulados. A conclusão aqui é que além do valor de PWV integral, a distribuição vertical relativa de umidade também é um fator chave na modelagem de L_λ e também que o perfil obtido a partir de uma radiossondagem para o dia específico em análise é a melhor opção a ser utilizada

4.5 Séries temporais de PWV

Seguindo o método descrito na seção 3.6, inicialmente mostraremos os resultados para determinações de PWV supondo que não haja dados de radiossonda disponíveis em um dia específico. Nesse caso, os envelopes medidos de L_λ como função da massa de ar foram comparados com L_λ simulados usando os perfis sintéticos de vapor d'água em alta, média e baixa altitude. Valores de PWV foram então determinados para cada um dos perfis considerados e a *Fig. 39* mostra as séries temporais resultantes para dois dias de verão (*Figs. 39a* e *39b*) e dois dias

de inverno (*Figs. 39c e 39d*). As medidas de PWV obtidas pelas radiossondas e as séries temporais do fotômetro solar do sistema AERONET também são mostradas na *Fig. 39* para fins de comparação e contextualização.

É possível perceber que as determinações de PWV usando imagens do ASIVA são fortemente sensíveis à distribuição vertical assumida para a umidade, representada pelos perfis sintéticos, conforme discutido na *Fig. 37*. Caso nenhuma outra informação esteja disponível, pode-se considerar a série temporal do PWV representada pela distribuição vertical média típica do vapor d'água, definida pelo perfil de altitude média (verde), que em geral se aproxima melhor dos dados obtidos pelo fotômetro solar da AERONET. No entanto, ocasionalmente o perfil médio apresentará um viés em relação à medida do fotômetro solar da AERONET, uma vez que a variabilidade natural dos perfis de umidade para este local é mostrada pela variação entre os perfis sintéticos de baixa e alta altitude (curvas vermelha e azul). Um exemplo disso pode ser visto na *Fig. 39c*. As três séries temporais de PWV apresentadas na *Fig. 39* como conjuntos de dados vermelho, verde e azul correspondem à solução marcada como “1” no fluxograma do método mostrado na *Fig. 18a*.

Em dias parcialmente nublados, pode ser possível obter alguns dados de PWV do fotômetro solar da AERONET quando o sol não está obstruído por nuvens. A *Fig. 39a*, por exemplo, mostra muitas medidas da AERONET no início do dia (por exemplo entre 10h e 11h UTC), e menos à tarde quando existem mais nuvens (por exemplo entre 19h e 20h UTC). Ao comparar algumas dessas medidas da AERONET com as três séries temporais dos perfis sintéticos obtidas com o ASIVA pode-se avaliar qual perfil é mais apropriado para representar o estado de distribuição da umidade atmosférica. Essa abordagem de “melhor solução” resultaria na seleção da série temporal de altitude média nas *Figs. 39a, 39b e 39d*, e na série temporal de baixa altitude para o caso da *Fig. 39c*. Este resultado corresponde à solução marcada como “2” na *Fig. 18a*.

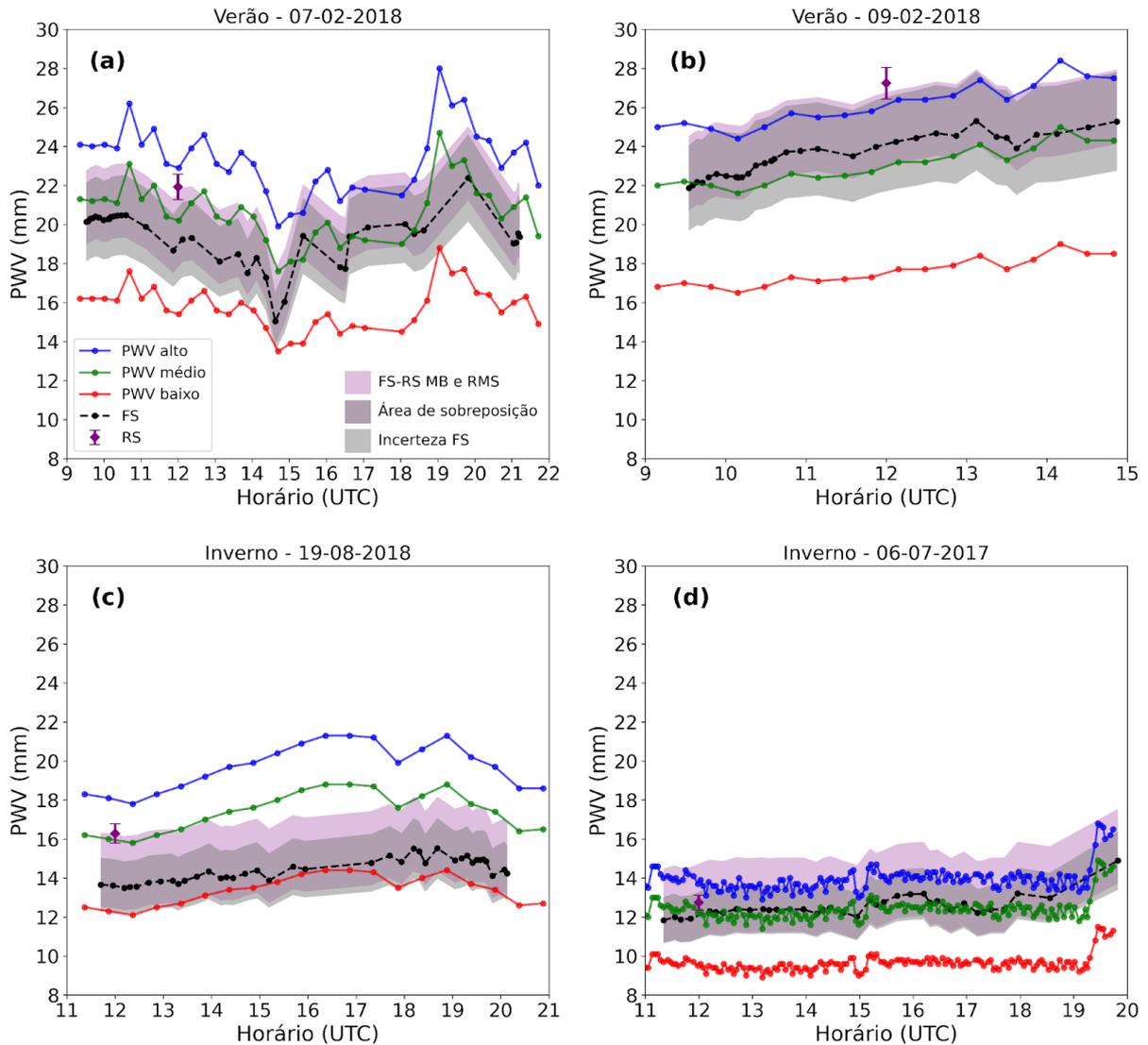


Figura 39. Exemplos de séries temporais de PWV obtidas pelo ASIVA usando perfis sintéticos comparadas às medidas do fotômetro solar da AERONET (preto) e da radiosondagem (roxo) para dois dias de verão: **(a)** 07-02-2018 e **(b)** 09-02-2018 e dois dias de inverno: **(c)** 19-08-2018 e **(d)** 06-07-2017. As determinações feitas pelo ASIVA usaram os perfis simplificados com altitude do vapor alto (azul), médio (verde) e baixo (vermelho), conforme apresentado na Fig. 16 e o método descrito na seção 3.6. A região sombreada em cinza mais escuro indica a incerteza de 10% das medidas do fotômetro solar. A barra de erro da medida de radiosondagem corresponde à incerteza de 3%. A faixa sombreada mais clara, em roxo, representa o MB e RMS observado comparando as medidas de radiossondas e fotômetro solar (Fig. 28).

Em dias com poucas nuvens em que exista uma série temporal de PWV mais longa, obtida pelo fotômetro solar da AERONET, é possível obter mais do que apenas o PWV, combinando as medidas da AERONET e ASIVA. Comparando as séries temporais dos dois instrumentos pode-se inferir a altitude média efetiva da distribuição do vapor d'água atmosférico. Na Fig. 39b, por exemplo, a série temporal

de PWV da AERONET está consistentemente acima daquela obtida para o perfil de altitude média do ASIVA e ambas as séries apresentam variações semelhantes ao longo do dia. Portanto, para que as determinações do ASIVA fossem compatíveis com as da AERONET precisaríamos utilizar um perfil sintético com uma mediana da distribuição vertical de vapor d'água ligeiramente mais elevada do que o perfil de altitude média (*Fig. 16*). Nesse caso, a distância entre as séries temporais pode ser vista como uma *proxy* para a distribuição vertical de umidade, permitindo obter sua mediana efetiva a partir de interpolação. Na *Fig. 39b* também é possível observar que tanto o perfil médio quanto o alto do ASIVA (curvas verde e azul) estão dentro do intervalo de incerteza nominal das medidas do fotômetro solar da AERONET e da região esperada ao comparar os dados da AERONET com os valores de radiossondagens (*Fig. 28*).

A *Fig. 39c* apresenta um exemplo em que a série temporal de PWV obtida pelo fotômetro solar da AERONET se mantém próxima mas consistentemente acima dos resultados do ASIVA utilizando o perfil de baixa altitude. Isso corresponde a uma distribuição vertical de umidade com altitude da mediana ligeiramente acima daquela apresentada para o perfil de baixa altitude na *Fig. 16*. É possível observar que, para esse caso, existem poucos dados da AERONET aproximadamente entre 15h e 17h UTC, sendo que nesse mesmo período de tempo a série temporal obtida pelo ASIVA apresenta resultados de PWV.

Na *Fig. 39a*, é possível observar que, entre 9h e 15h UTC (entre 6h e 12h no horário local), as medidas da AERONET estão situadas entre as séries temporais obtidas para o ASIVA usando os perfis de baixa e média altitude. Durante esse período, todas as curvas de PWV apresentam uma tendência temporal descendente que se inverte após às 15h UTC (12h no horário local) com os valores de PWV crescendo e a série temporal da AERONET ficando bastante próxima daquela obtida pelo ASIVA usando o perfil de vapor d'água em média altitude durante toda a tarde. Isso é consistente com um aumento da atividade convectiva comum durante as tardes de verão e que normalmente envolve a convergência de umidade. Essas considerações sobre um *proxy* para estimar uma altitude média de umidade efetiva correspondem ao tipo de solução marcado como "3" na *Fig. 18a*.

A *Fig. 39d*, por sua vez, mostra um dia de inverno muito estável e seco apresentando dados obtidos pelo fotômetro solar da AERONET consistentemente próximos da série temporal do ASIVA utilizando o perfil de vapor d'água em média altitude. O ASIVA foi operado em alta frequência de aquisição, gerando uma imagem a cada aproximadamente de 3 minutos. Após cerca de 18h UTC é possível perceber que apenas 3 medidas do fotômetro solar foram possíveis devido ao aumento da cobertura de nuvens. A série temporal da AERONET apresenta pouca variação no PWV medido, com uma variação total pouco acima de 1,0 mm entre 11h e 19h UTC (entre 8h e 16h no horário local). Devido às condições atmosféricas estáveis neste dia, tomamos as medidas do fotômetro solar da AERONET como referência entre 12h e 14h UTC para comparação com os resultados do ASIVA. A média de 35 medidas de PWV do ASIVA usando o perfil de altitude média foi de 12,01 mm, aproximadamente 2,8% abaixo do PWV médio do AERONET de 12,35 mm (10 medidas). Para este mesmo período de tempo, a precisão do ASIVA foi estimada como o desvio padrão das 35 medidas, que foi de 0,23 mm, ou aproximadamente 1,9% da média obtida.

Voltamos então a atenção para o caso no qual exista um perfil de radiossonda disponível para o dia específico em consideração. Em geral, usar um perfil de radiossonda resultará em um melhor ajuste entre os valores de L_λ simulados e medidos em comparação com a utilização de perfis médios ou sintéticos, no entanto, a comparação entre medidas de radiossondas e do fotômetro solar da AERONET pode ser significativamente ruidosa para alguns dias (conforme *Fig. 28*). Os envelopes medidos L_λ^m em função da massa de ar obtidos a partir de imagens do ASIVA foram comparados a uma LUT com $L_\lambda^{c,p}$ simulados utilizando os dados de radiossonda específicos para os dias estudados e a *Fig. 40* mostra as séries temporais de PWV obtidas comparadas aos dados de radiossonda e fotômetro solar da AERONET para os mesmos casos mostrados na *Fig. 39*.

Para os dias de verão e inverno nas *Figs. 40a* e *40d*, respectivamente, há uma grande concordância entre as séries temporais obtidas por ASIVA e AERONET, incluindo as tendências de variação temporal. As diferenças entre os valores de PWV determinados estão dentro de aproximadamente 2,0 mm na *Fig. 40a* e 1,0 mm

na Fig. 40d, e ficam dentro da faixa de incerteza das medidas do fotômetro solar da AERONET.

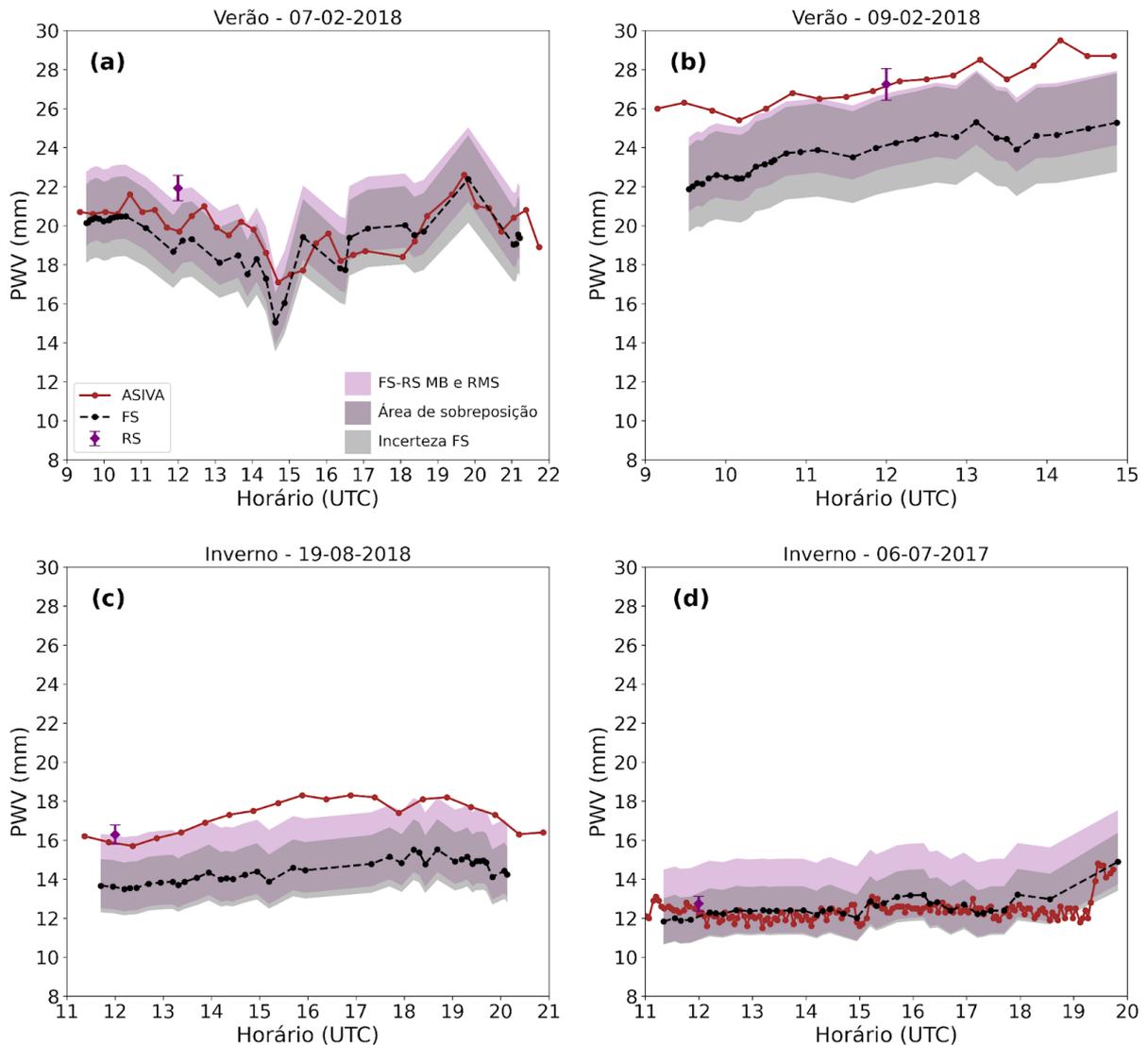


Figura 40. Exemplos de séries temporais de PWV obtidas pelo ASIVA (marrom) utilizando perfis verticais de vapor d'água específicos de radiossondagens das 12h00 UTC para cada um dos casos, comparadas às medidas do fotômetro solar da AERONET (preto) e radiossondagem (roxo) para dois dias de verão: **(a)** 07-02-2018 e **(b)** 09-02-2018 e dois dias de inverno: **(c)** 19-08-2018 e **(d)** 06-07-2017. A região sombreada em cinza mais escuro indica a incerteza de 10% das medidas do fotômetro solar. A barra de erro da medida de radiossondagem corresponde à incerteza de 3%. A faixa sombreada mais clara, em roxo, representa o MB e RMS observado comparando as medidas de radiossondas e fotômetro solar (Fig. 28).

A *Fig. 40b* mostra a série temporal de PWV obtida a partir do ASIVA consistentemente maior do que a medida pela AERONET, mas com tendências temporais e variabilidade semelhantes. Em particular, é possível observar que a medida da radiossonda é compatível com uma interpolação na série temporal do ASIVA dentro da incerteza de 3%, o que nem sempre é o caso (por exemplo, na *Fig. 40a*). Entre os quatro dias apresentados na *Fig. 40*, este é o caso do vapor d'água distribuído mais alto na atmosfera, e também com maior PWV. No verão, como neste caso em particular, há consideravelmente mais divergência ao comparar as radiossondas com as medidas da AERONET (conforme discutido na *Fig. 28*) e, portanto, espera-se uma maior dispersão dos resultados neste caso e também na série temporal obtida para o ASIVA, uma vez que ela é derivada dos dados da radiossondagem. Neste contexto, consideramos que os resultados obtidos usando o ASIVA na *Fig. 40b* são adequados em comparação às medidas da AERONET, independentemente da diferença entre as duas séries temporais.

A *Fig. 40c* mostra aparentemente a maior discrepância entre as séries temporais obtidas para ASIVA e AERONET entre os casos aqui apresentados. Há coerência entre as duas séries no início da manhã (aproximadamente entre 11h e 13h UTC) e no período da tarde (aproximadamente entre 18h e 20h UTC) no sentido de que ambas apresentam variações temporais na mesma direção. Não há dados da AERONET entre aproximadamente 16h e 17h30 UTC. As principais disparidades ocorrem entre aproximadamente 13h e 16h UTC quando a série temporal do ASIVA mostra uma subida mais acelerada do valor de PWV medido em relação à AERONET. Este caso em particular, apesar de ser um dia de inverno, corresponde a uma condição extrema na comparação de medidas de radiossonda vs. AERONET (*Fig. 28*), ou seja, o ponto correspondente a esse dia fica na borda da nuvem de dados. A maior discrepância de PWV entre as duas séries se dá em torno das 16h UTC sendo aproximadamente do mesmo tamanho das diferenças discutidas na *Fig. 40b*. É possível observar ainda que a medida de PWV obtida para o ASIVA por volta das 12h UTC é compatível com o dado da radiossonda dentro da faixa de incerteza de 3%. Além disso, a série temporal obtida na *Fig. 40b* é muito semelhante à solução usando o perfil sintético com vapor d'água em altitude média (curva verde na *Fig. 39c*).

Tabela 4. Estatísticas das medidas de PWV do ASIVA, fotômetro solar (FS) e radiossondas (RS) para os casos apresentados nas *Figs. 39 e 40*. SA F39, SM F39 e SB F39 se referem às medidas do ASIVA na *Fig. 39* usando os perfis sintéticos alto, médio e baixo, respectivamente. RS F40 é a medida do ASIVA usando o perfil da radiossonda na *Fig. 40*.

| Figs. 39 e 40 | | a | b | c | d |
|---|--------|------------|------------|------------|------------|
| Data | | 07-02-2018 | 09-02-2018 | 19-08-2018 | 06-07-2017 |
| Número de medidas | | | | | |
| ASIVA | | 36 | 18 | 20 | 152 |
| Fotômetro solar (FS) | | 38 | 32 | 38 | 36 |
| Radiossonda (RS) | | 1 | 1 | 1 | 1 |
| PWV médio (desvio padrão amostral), em mm | | | | | |
| ASIVA | SA F39 | 23,4 (1,7) | 26,2 (1,1) | 19,7 (1,2) | 14,0 (0,7) |
| | SM F39 | 20,6 (1,5) | 23,0 (1,0) | 17,4 (1,0) | 12,4 (0,6) |
| | SB F39 | 15,8 (1,1) | 17,6 (0,7) | 13,4 (0,8) | 9,6 (0,4) |
| | RS F40 | 19,9 (1,2) | 27,2 (1,1) | 17,2 (0,9) | 12,4 (0,6) |
| FS | | 19,4 (1,4) | 23,5 (1,0) | 14,4 (0,6) | 12,5 (0,5) |
| RS | | 21,9 | 27,2 | 16,3 | 12,7 |
| Viés médio, em mm | | | | | |
| ASIVA - FS | SA F39 | 4,0 | 2,6 | 5,3 | 1,4 |
| | SM F39 | 1,3 | -0,5 | 3,0 | -0,1 |
| | SB F39 | -3,6 | -5,9 | -1,0 | -2,9 |
| | RS F40 | 0,5 | 3,7 | 2,8 | -0,1 |
| ASIVA - RS | SA F39 | 1,4 | -1,1 | 3,4 | 1,2 |
| | SM F39 | -1,3 | -4,2 | 1,1 | -0,3 |
| | SB F39 | -6,2 | -9,7 | -2,9 | -3,1 |
| | RS F40 | -2,1 | 0,0 | 0,9 | -0,4 |
| FS - RS | | -2,6 | -3,7 | -1,9 | -0,2 |

A conclusão aqui é que existem discrepâncias inerentes entre os dados da radiossonda e a medida de PWV do fotômetro solar da AERONET, para este caso complexo em particular. Portanto, a série obtida para o ASIVA, que é derivada da radiossonda, também mostrará diferenças em relação aos resultados da AERONET. Tais diferenças, no entanto, ainda estão dentro das variações que podem ser esperadas estatisticamente. Os resultados de determinações de séries temporais de PWV para o ASIVA com base em dados de perfil vertical de radiossonda discutidos na *Fig. 40* correspondem à solução marcada como “4” na *Fig. 18b*.

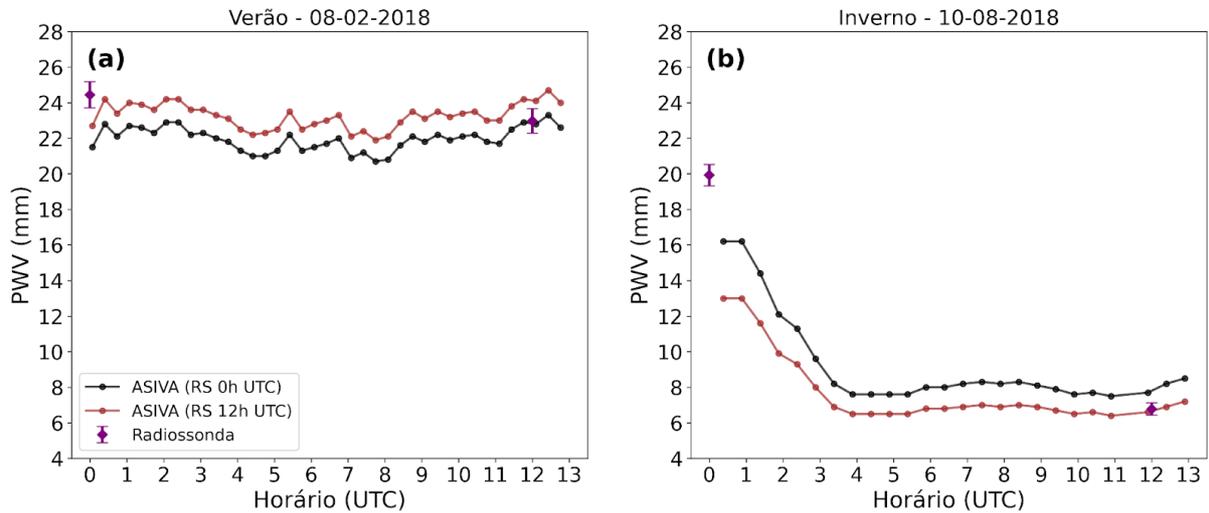


Figura 41. Exemplos de séries temporais de PWV abrangendo períodos noturnos obtidas pelo ASIVA utilizando perfis verticais de vapor d'água específicos de radiossondagens das 0h UTC (preto) e 12h UTC (marrom) para cada um dos casos, comparadas às medidas de radiossondagens (roxo) para um dia de verão: **(a)** 08-02-2018 e um dia de inverno **(b)** 10-08-2018.

A *Tabela 4* apresenta um resumo das estatísticas das medidas de PWV realizadas por ASIVA, fotômetro solar e radiossondas, para os casos analisados nas *Figs. 39* e *40*. Embora a medida de PWV possa variar ao longo do dia, são mostrados o número de medidas, média e o desvio padrão amostral para os três instrumentos em cada um dos períodos analisados, para fins de comparação. O ASIVA pode operar em uma frequência maior que o fotômetro solar AERONET, conforme exemplificado nas *Figs. 39d* e *40d*, com 152 medidas no período diurno. Os desvios padrão amostrais de PWV se comportam de maneira semelhante ao comparar ASIVA e AERONET. Em um dia com maiores variações de PWV (*Figs. 39a* e *40a*) o fotômetro solar mostra um desvio padrão de 1,4 mm, enquanto para as medidas do ASIVA os desvios padrão variaram entre 1,1 e 1,7 mm. Para o caso em que foram observadas menores variações de PWV (*Figs. 39d* e *40d*), o desvio padrão do fotômetro solar foi de 0,5 mm enquanto o ASIVA apresentou de 0,4 a 0,7 mm. As diferenças entre o PWV médio diurno obtido pelo ASIVA e pelo fotômetro solar ou radiossondas geralmente estão dentro de alguns milímetros. Para os casos estudados, o método de medida de PWV do ASIVA usando o perfil de umidade da radiossonda discutido na *Fig. 40* (RS F40 na *Tabela 4*) mostrou vieses menores em relação à radiossonda (variando de -2,1 a +0,9 mm) do que os aqueles

apresentados pelo fotômetro solar (de -3,7 a -0,2 mm). No entanto, como existe apenas um único perfil de radiossondagem diurna disponível esse resultado depende do perfil atmosférico permanecer relativamente estável ao longo do dia e mais estatísticas são necessárias para estudar esses resultados com maior detalhamento.

Uma vantagem de utilização do ASIVA em relação ao método de fotometria solar para determinação de PWV é a possibilidade de operação do equipamento tanto durante o dia quanto durante a noite. A *Fig. 41* apresenta dois exemplos de séries temporais, para um dia de verão e um dia de inverno, obtidas para o período iniciando às 0h UTC (21h no horário local) e se estendendo por toda a noite até após às 13h UTC (10h no horário local). Foram calculadas duas séries temporais para cada um dos dias, utilizando as radiossondagens das 0h e 12h UTC e as medidas são comparadas aos dados de PWV de radiossondas disponíveis. Em ambos os casos é possível observar uma variação de aproximadamente 2 mm entre as séries temporais que são devidas às diferenças de perfil vertical entre as radiossondagens das 0h e 12h UTC. Comparando as medidas do ASIVA aos dados de radiossondagem percebe-se que existe uma concordância, sendo os valores compatíveis dentro de menos de 3 incertezas para todas as radiossondagens, com exceção da sondagem noturna das 0h UTC para o dia 10-08-2018, em que a medida da radiossonda apresenta um valor em torno de 4 mm maior que o obtido pelo ASIVA. Analisando a tendência de variação das medidas de PWV é possível verificar uma queda bastante acentuada entre 0h e 3h UTC, indicando uma instabilidade das condições atmosféricas no período próximo dessa radiossondagem. Nessas condições de instabilidade é esperado que ocorra uma maior divergência entre os valores de PWV observados no Campo de Marte e no IFUSP, o que pode explicar a discrepância observada.

4.6 Mapeamento de PWV no céu e dependência azimutal

De acordo com o método descrito na seção 3.6, se o perfil de umidade vertical for conhecido, o PWV pode ser determinado para cada pixel de uma imagem do céu ("5" na *Fig. 18b*) e esse mapeamento do céu pode ser utilizado para estudar

a dependência azimutal do PWV ("6" na Fig. 18b). A Fig. 40a apresenta o mapeamento de PWV no céu para a mesma medida do ASIVA mostrada na Fig. 13. As determinações de PWV foram realizadas entre as massas de ar 1,0 e 2,0, portanto, a região próxima ao horizonte (massas de ar > 2,0) foi excluída da análise e é mostrada na cor branca. As outras regiões brancas na imagem são pixels excluídos que representam nuvens, o sol ou estruturas próximas que aparecem no campo de visão da câmera.

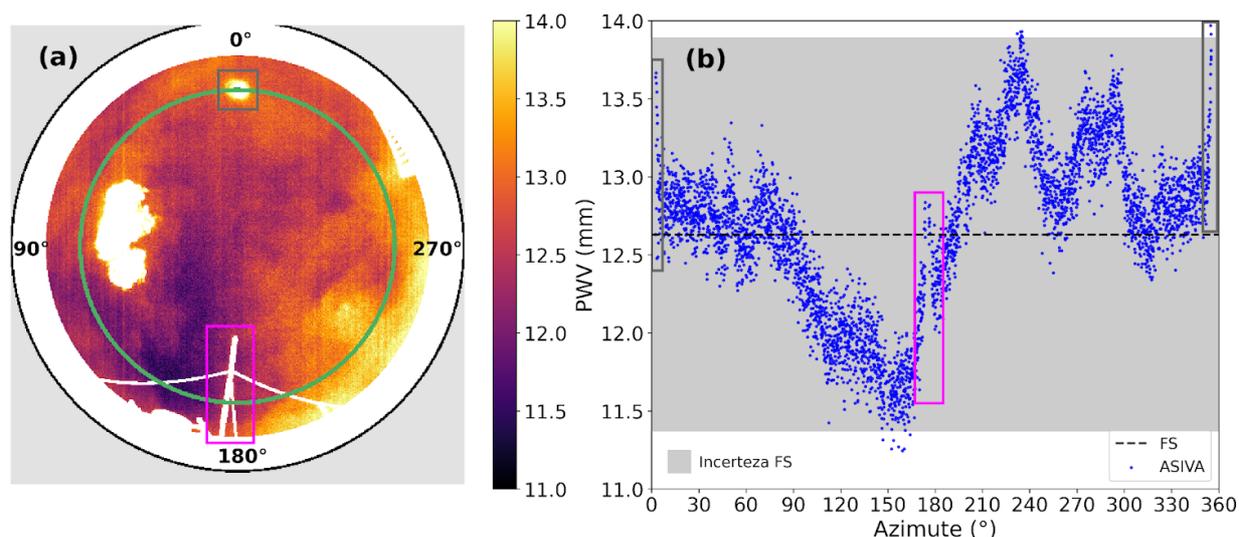


Figura 42. (a) Mapeamento de PWV no céu para a medida apresentada na Fig. 13, realizada em 06-07-2017 às 15h17 UTC. Os pixels excluídos da análise são mostrados em branco. A linha verde indica a massa de ar de $1,45 \pm 0,02$. O disco solar e uma estrutura próxima estão destacados com retângulos nas cores cinza e magenta, respectivamente. (b) PWV em função do azimute para os pixels ao longo da linha verde em (a). A medida do fotômetro solar da AERONET é apresentada como a linha tracejada horizontal e sua incerteza como a faixa sombreada em cinza claro. Os retângulos em cinza e magenta identificam as lacunas nos dados ou medidas influenciadas pelas estruturas destacadas em (a).

A Fig. 42b apresenta um gráfico de PWV como função do azimute para os pixels dentro do intervalo de massas de ar representado como o círculo verde na Fig. 42a ($1,45 \pm 0,02$ massas de ar) comparado com a medida correspondente obtida pelo fotômetro solar do sistema AERONET. Esta massa de ar foi usada devido à posição solar correspondente, sendo que o sol é usado na medida da AERONET. A imagem foi gerada às 12h17 no horário local, próximo ao meio-dia solar, quando o disco solar está em sua posição diária mais ao norte, o que é consistente com a localização do sol na imagem, aproximadamente entre o azimute 356° e 3° . A

posição do sol na região central superior da *Fig. 42a* (retângulo cinza) e de uma estrutura na região central inferior (retângulo magenta) podem ser usadas como referências de azimute, pois cruzam a linha verde na *Fig. 42a* e aparecem como lacunas nos dados na *Fig. 42b* ou como medidas de PWV que precisam ser excluídas devido à influência de tais estruturas.

Considerando a massa de ar 1,45, analisada na *Fig. 42b*, os valores de PWV apresentam um mínimo de aproximadamente de 11,5 mm na faixa de azimute de 150-170° (setor mais escuro na parte inferior esquerda da *Fig. 42a*) e um máximo de cerca de 13,8 mm no azimute 230-240° (setor mais claro na parte inferior direita da *Fig. 42a*). Na região adjacente ao sol (regiões de azimute 3-30° e 330-356°) os valores de PWV obtidos para o ASIVA apresentam um valor médio em torno de 12,8 mm, semelhante à medida do fotômetro solar da AERONET de 12,63 mm, mostrada como a linha preta tracejada na *Fig. 42b*. Virtualmente todas as determinações de PWV obtidas para o ASIVA PWV são compatíveis com a medida da AERONET dentro do intervalo de incerteza de 10%, representado como a área sombreada em cinza na *Fig. 42b*.

Capítulo 5 – Discussões e conclusão

Este capítulo se dedica a fazer a sumarização e discussão dos principais resultados alcançados no decorrer do doutorado, apresentando as conclusões obtidas e as perspectivas para futuros avanços no trabalho.

Inicialmente, foram caracterizadas as medidas de PWV disponíveis para a cidade de São Paulo até então, com destaque para mais de 18 anos (de janeiro de 2001 a maio de 2019) de dados de fotometria solar obtidos pelo fotômetro da rede AERONET que opera no IFUSP, no mesmo local onde o ASIVA esteve instalado quando realizadas as medidas estudadas neste trabalho. As medidas apresentam valores menores no inverno (junho, julho e agosto), chegando a medir abaixo de 5 mm em dias mais secos e com medianas em torno de 14 mm. Durante o verão (dezembro, janeiro e fevereiro) existe mais umidade na atmosfera e as medidas de PWV do fotômetro solar ultrapassam 40 mm nos dias mais úmidos para os quais existem dados, com medianas variando de 24 a 27 mm. Ajustes lineares de tendência para os dados do período estudado mostram estabilidade nas medidas com uma leve tendência de aumento na amplitude, apresentando estabilidade ou crescimento leve nos dados de verão e redução nas medidas de inverno.

Foram analisados também dados de PWV do mesmo período de mais de 18 anos obtidos por radiossondagens. As medidas apresentam o mesmo padrão de sazonalidade e valores mínimos semelhantes aos observados nas medidas do fotômetro, um pouco abaixo de 5 mm para dias secos de inverno. As medianas e valores máximos medidos, no entanto, são maiores que os obtidos por fotometria solar: medianas variando entre 16 e 18 mm no inverno e de 35 a 38 mm no verão, com alguns dados atingindo valores maiores que 55 mm, em dias mais úmidos de verão. As tendências de variação obtidas a partir de ajustes lineares também divergem das observadas nos dados do fotômetro solar, indicando um aumento expressivo nas medidas de PWV tanto quando são considerados todos os dados quanto segregando apenas os verões ou invernos.

As diferenças observadas entre os dados de fotometria solar e de radiossondagens se devem, muito provavelmente, às diferenças entre as técnicas de medição, sendo que as medidas do fotômetro não são efetuadas quando existem nuvens na direção do sol. Isso faz com que existam muito mais dados para o inverno do que para o verão na base de dados da AERONET enquanto as medidas de radiossondagens são igualmente distribuídas entre as estações. Devido ao mesmo motivo, em dias muito úmidos em que existe grande cobertura de nuvens o fotômetro faz poucas ou até mesmo nenhuma medida, o que explica a grande diferença entre os valores máximos observados para as duas técnicas. A série temporal de medidas de PWV de radiossondas, apesar de ter muito menos medidas disponíveis (apenas duas por dia), é mais adequada para obtenção de tendências de variação de longo prazo, pois os dados são uniformemente distribuídos ao longo das estações, independentemente da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera, e sem grandes interrupções nas medições (ao contrário dos dados de fotometria solar).

As medidas de PWV de radiossondagens foram ainda comparadas, dado a dado, com a média entre as medidas de fotometria solar de 30 minutos antes até 30 minutos depois do lançamento da radiossonda. Para minimizar o efeito de nuvens foram tomados apenas os casos com pelo menos 5 medidas do fotômetro nesse intervalo de tempo, o que seleciona dias com poucas nuvens. Ainda assim, os dados de radiossondagem apresentam um viés médio positivo de $MB = 0,75$ mm em relação aos dados de fotometria com desvio quadrático médio $RMS = 1,9$ mm, evidenciando que, apesar de existir um acordo geral entre as duas bases de dados, as medidas de radiossondas tem valores maiores que as do fotômetro solar, em média, e com uma grande dispersão dos dados. O viés e a dispersão são ainda maiores quando tomados dias mais úmidos, com PWV acima de 20 mm, obtendo-se $MB = 1,5$ mm e $RMS = 3,0$ mm. O viés observado nessa análise pode ocorrer em parte devido a um efeito residual de nuvens, afinal o critério de 5 medidas do fotômetro solar (no IFUSP) no intervalo de uma hora não garante que não existam nuvens na trajetória seguida pela radiossonda a partir de seu lançamento no

Aeroporto do Campo de Marte, distante 11 km horizontalmente. Essa hipótese também é coerente com o aumento observado do viés e da dispersão dos dados em dias mais úmidos, nos quais tende a haver maior formação de nuvens. Outra questão que pode explicar parcialmente as discrepâncias observadas é a diferença de altitude entre os dois pontos de medição, estando o fotômetro solar 64 m mais alto que o ponto de lançamento das radiossondas, portanto visualizando uma espessura menor de atmosfera e, conseqüentemente, menos vapor d'água. Os resultados discutidos até aqui concluem o primeiro objetivo específico (a) relacionado na seção 1.5.

As discrepâncias entre técnicas de medida aqui elencadas evidenciam a importância do desenvolvimento de um método de determinação de PWV que leve em conta o céu inteiro, sem estar limitado apenas a um pixel na direção do Sol, mas que tenha também uma possibilidade de tomada de dados em uma frequência muito mais alta do que radiossondagens, por exemplo. A técnica proposta por este trabalho, utilizando imagens radiometricamente calibradas do céu inteiro feitas pelo ASIVA, se enquadra como uma opção nesse contexto.

Com relação à calibração do sensor infravermelho do ASIVA, ficou demonstrado que a faixa de temperatura ideal do corpo negro alvo para realização do processo está entre 70 e 80°C. A sugestão para um futuro procedimento de calibração do ASIVA seria a realização de um maior número de medições concentradas nesse intervalo de temperaturas, o que permitiria uma melhor caracterização do ganho e também da variabilidade estatística da resposta do sensor em uma situação controlada. Comparando os canais 1 e 4 do ASIVA fica claro que o canal 4 apresenta uma melhor definição do envelope inferior do dados, evidenciando uma melhor relação sinal-ruído e, por isso, teve a preferência de utilização nas determinações realizadas.

Os valores de L_λ determinados a partir de imagens calibradas feitas pelo ASIVA demonstram comportamento linear quando comparados às medidas de PWV obtidas pelo fotômetro solar da rede AERONET. Além disso, os coeficientes

angulares e lineares ajustados apresentam comportamento previsível com a variação da massa de ar, sendo possível obter o valor de cada um deles para qualquer ângulo de observação a partir de uma interpolação linear. Conhecidos os coeficientes e o valor de L_λ é possível determinar PWV para qualquer pixel de uma imagem. Se tomarmos, por exemplo, um ângulo zenital de 30° (1,15 massas de ar) e uma medida de $L_\lambda = 3,0 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ o resultado calculado de PWV seria 19,5(25) mm, o que resultaria em uma incerteza de aproximadamente 13%. Até o presente momento não existe um grande número de medidas do ASIVA disponíveis e, conforme houver uma maior estatística, esse método deve se tornar mais robusto e com uma menor incerteza. Outra limitação dessa técnica é que a distribuição vertical do vapor d'água atmosférico não é levada em conta, o que também aumenta a incerteza dos coeficientes ajustados, devido à dispersão dos pontos no ajuste. Esse ponto conclui o segundo objetivo específico (b) elencado na seção 1.5.

Este trabalho também demonstrou que as medidas de L_λ são fortemente sensíveis tanto ao valor de PWV quanto à distribuição vertical de vapor d'água na atmosfera. A partir de nossas análises, mostramos que um fator chave é a distribuição vertical relativa do vapor de água, ou seja, o quão perto da superfície ocorre a maior parte da emissão de vapor d'água. O perfil vertical de vapor d'água atmosférico pode ser obtido por meio da análise climatológica para o local de medida ou a partir de informações de radiossondagem específicas para um determinado dia. É importante notar que quanto melhor for conhecida essa distribuição vertical da umidade na atmosfera mais preciso é o resultado obtido pelo método proposto. Esse resultado diz respeito ao terceiro objetivo específico (c) apresentado na seção 1.5.

As seis metodologias descritas na seção 3.6 podem ser utilizadas para estudar o PWV e suas variações temporais e espaciais dependendo de quão bem é conhecido o perfil atmosférico sobre o local de medida. Caso não existam dados de radiossondagem disponíveis, mas haja informações sobre o perfil atmosférico típico, ou perfis sintéticos, as medidas exemplificadas na Fig. 39 podem ser usadas para obter informação sobre a variabilidade diurna do PWV. Se houver um método paralelo para derivar o PWV, como no caso um fotômetro solar da rede AERONET, a

técnica pode fornecer uma aproximação para a distribuição vertical do vapor d'água e suas variações, identificando qual perfil sintético é mais adequado de acordo com a L_λ medida. Uma interpolação linear pode ainda ser usada para identificar perfis de distribuição vertical de vapor intermediários em casos como a *Fig. 39a*. Ao obter informações sobre a distribuição vertical do vapor de água, a técnica tem potencial aplicação em estudos envolvendo acompanhamento de PWV em alta resolução temporal no início do processo de convecção (Benevides, Catalao and Miranda, 2015).

Caso existam dados de radiossondagem disponíveis (em São Paulo e em muitos outros lugares isso normalmente significa duas sondagens diárias) perfis atmosféricos obtidos desses dados podem ser usados para produzir LUTs e a partir delas determinar a série temporal de PWV exemplificada na *Fig. 40* e o mapeamento do céu mostrado na *Fig. 42*. Desta forma, o método descrito pode ser aplicado para realizar análises espaciais e temporais do PWV, a partir das séries temporais obtidas e das variações azimutais da quantidade de vapor d'água. Os resultados obtidos mostram que, para esse caso, o método proposto obtém séries temporais de PWV que, de forma geral, mostram concordância adequada com as medidas independentes do fotômetro solar da rede AERONET. Com esse resultado o quarto objetivo específico (d) relacionado na *seção 1.5* foi atingido. O método desenvolvido pode ainda gerar mapas de PWV no céu que não são possíveis com nenhuma das outras técnicas empregadas atualmente, possibilitando o estudo das variações azimutais de PWV. Este ponto conclui o quinto e último objetivo específico (e) de *seção 1.5*.

Em um estudo de caso, sob condições atmosféricas bastante estáveis, mostramos que a precisão de medidas consecutivas é de cerca de 1,9%, com um PWV médio de 12,01 mm, cerca de 2,8% abaixo da estimativa obtida pelo fotômetro solar AERONET. Para comparação, as radiossondas apresentam, como discutido anteriormente (*Fig. 28*), um viés positivo correspondente a cerca de 6,3% (0,75 mm) e um desvio RMS de 15,8% (1,9 mm), ambos considerando uma referência de PWV = 12,0 mm. As médias diurnas das medidas de PWV do ASIVA e seus desvios padrão são compatíveis com os dados obtidos pelo fotômetro solar AERONET e pelas radiossondas dentro do intervalo de alguns milímetros (*Tabela 4*). A validação

completa da técnica exigirá testes extensivos sob uma variedade de condições ambientais e diferentes localizações para verificar sua utilidade e confiabilidade.

Usar o ASIVA para determinar PWV tem algumas vantagens sobre os métodos atualmente disponíveis: 1) alta resolução temporal, pois as imagens no infravermelho podem ser registradas a taxas de algumas imagens por minuto, proporcionando séries temporais com medições frequentes de PWV; 2) permite medições a qualquer hora do dia; 3) mesmo com uma proporção significativa do céu coberto por nuvens, os pixels sem nuvens de uma imagem podem ser analisados para obter a medida de PWV; 4) o valor de PWV pode ser determinado como um resultado médio da imagem ou como medidas para cada um de seus pixels; 5) quando a imagem completa é empregada (medidas pixel a pixel), é possível estudar variações azimutais de vapor d'água que geralmente estão associadas ao transporte horizontal de vapor, comum em regiões próximas ao oceano, por exemplo. Esse mapeamento de PWV no céu, em casos nos quais existem algumas nuvens na imagem, pode ser usado para investigar a *twilight zone* que surge da interação entre nuvens e aerossóis (Eytan *et al.*, 2020).

Uma limitação do método proposto é que para calcular as LUTs é necessário assumir, para um dado valor de PWV, um perfil vertical prescrito de distribuição de vapor d'água. No entanto, o verdadeiro perfil atmosférico pode ser diferente dos perfis de referência e, em geral, pode variar com o horário do dia ou com a estação do ano. Se o perfil verdadeiro for desconhecido, os cálculos da radiância descendente com base em uma determinada distribuição vertical podem resultar em potenciais discrepâncias devido a diferenças entre o perfil prescrito e o real. Por exemplo, se um perfil prescrito apresentar maior quantidade de umidade próximo à superfície quando comparado ao perfil real, a radiância espectral calculada será superestimada e a medida de PWV, conseqüentemente, subestimada. Em outras palavras, o resultado do método é mais preciso quanto melhor for conhecida a distribuição vertical relativa de vapor d'água atmosférico.

No futuro, para aprimorar o método aqui descrito, o ideal seria operar o ASIVA juntamente com radiossondas lançadas de um local próximo, com maior frequência temporal. Uma outra forma alternativa de monitorar o perfil vertical de vapor d'água que pode ser usada em associação com o ASIVA para aperfeiçoar o

método é um sistema Lidar capaz de medir o sinal de espalhamento Raman do vapor d'água (Dionisi *et al.*, 2015; Labzovskii *et al.*, 2018). Em teoria, também seria possível usar outros canais do ASIVA tirando proveito das diferentes transmitâncias atmosféricas em diferentes comprimentos de onda. Um canal em uma faixa de comprimento de onda onde a atmosfera é mais transparente seria mais sensível à radiação emitida pelo vapor de água mais distante do solo quando comparado com um canal em uma faixa do espectro na qual a atmosfera seja menos transparente. Usando esta informação extra, seria possível obter medidas da distribuição vertical de vapor d'água e a coluna de PWV simultaneamente, sem a necessidade de instrumentação auxiliar. No entanto, até o momento, a relação sinal-ruído em outros canais do ASIVA tem se mostrado insuficiente para que esse método seja aplicado na prática, sendo necessário aprofundar esses estudos.

Referências

Adams, D.K. *et al.* (2011) 'A dense GNSS meteorological network for observing deep convection in the Amazon', *Atmospheric Science Letters*, 12(2), pp. 207–212. Available at: <https://doi.org/10.1002/asl.312>.

Alexandrov, M.D. *et al.* (2009) 'Columnar water vapor retrievals from multifilter rotating shadowband radiometer data', *Journal of Geophysical Research*, 114(D2), p. D02306. Available at: <https://doi.org/10.1029/2008JD010543>.

Anderson, G.P. *et al.* (1986) 'AFGL (Air Force Geophysical Laboratory) atmospheric constituent profiles (0. 120km)'. Air Force Geophysics Lab., Hanscom AFB, MA (USA).

Benevides, P., Catalao, J. and Miranda, P.M.A. (2015) 'On the inclusion of GPS precipitable water vapour in the nowcasting of rainfall', *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(12), pp. 2605–2616. Available at: <https://doi.org/10.5194/nhess-15-2605-2015>.

Berk, A. *et al.* (1999) 'MODTRAN4 radiative transfer modeling for atmospheric correction', in A.M. Larar (ed.). *SPIE's International Symposium on Optical Science, Engineering, and Instrumentation*, Denver, CO, USA, p. 348. Available at: <https://doi.org/10.1117/12.366388>.

Bevis, M. *et al.* (1992) 'GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system', *Journal of Geophysical Research*, 97(D14), p. 15787. Available at: <https://doi.org/10.1029/92JD01517>.

Bruegge, C.J. *et al.* (1992) 'Water vapor column abundance retrievals during FIFE', *Journal of Geophysical Research*, 97(D17), p. 18759. Available at: <https://doi.org/10.1029/92JD01050>.

Cady-Pereira, K.E. *et al.* (2008) 'Improved Daytime Column-Integrated Precipitable Water Vapor from Vaisala Radiosonde Humidity Sensors', *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(6), pp. 873–883. Available at: <https://doi.org/10.1175/2007JTECHA1027.1>.

Castro-Almazán, J.A., Pérez-Jordán, G. and Muñoz-Tuñón, C. (2016) 'A semiempirical error estimation technique for PWV derived from atmospheric radiosonde data', *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(9), pp. 4759–4781. Available at: <https://doi.org/10.5194/amt-9-4759-2016>.

Chandrasekhar, S. (1960) *Radiative transfer*. New York: Dover Publications (Dover books on physics).

- Correia, A.L. *et al.* (2021) 'Preconditioning, aerosols, and radiation control the temperature of glaciation in Amazonian clouds', *Communications Earth & Environment*, 2(1), p. 168. Available at: <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00250-3>.
- Davis, R.E., McGregor, G.R. and Enfield, K.B. (2016) 'Humidity: A review and primer on atmospheric moisture and human health', *Environmental Research*, 144, pp. 106–116. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.envres.2015.10.014>.
- Dionisi, D. *et al.* (2015) 'Water vapor observations up to the lower stratosphere through the Raman lidar during the Maïdo Lidar Calibration Campaign', *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(3), pp. 1425–1445. Available at: <https://doi.org/10.5194/amt-8-1425-2015>.
- Ellison, D. *et al.* (2017) 'Trees, forests and water: Cool insights for a hot world', *Global Environmental Change*, 43, pp. 51–61. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2017.01.002>.
- Emde, C. *et al.* (2016) 'The libRadtran software package for radiative transfer calculations (version 2.0.1)', *Geoscientific Model Development*, 9(5), pp. 1647–1672. Available at: <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1647-2016>.
- van der Ent, R.J. *et al.* (2010) 'Origin and fate of atmospheric moisture over continents: ORIGIN AND FATE OF ATMOSPHERIC MOISTURE', *Water Resources Research*, 46(9). Available at: <https://doi.org/10.1029/2010WR009127>.
- Eytan, E. *et al.* (2020) 'Longwave radiative effect of the cloud twilight zone', *Nature Geoscience*, 13(10), pp. 669–673. Available at: <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0636-8>.
- Freitas, E.D. *et al.* (2007) 'Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil', *Boundary-Layer Meteorology*, 122(1), pp. 43–65. Available at: <https://doi.org/10.1007/s10546-006-9091-3>.
- Gasteiger, J. *et al.* (2014) 'Representative wavelengths absorption parameterization applied to satellite channels and spectral bands', *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 148, pp. 99–115. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2014.06.024>.
- Gimeno, L. *et al.* (2016) 'Major Mechanisms of Atmospheric Moisture Transport and Their Role in Extreme Precipitation Events', *Annual Review of Environment and Resources*, 41(1), pp. 117–141. Available at: <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-110615-085558>.
- Gloor, M. *et al.* (2015) 'Recent Amazon climate as background for possible ongoing and future changes of Amazon humid forests', *Global Biogeochemical Cycles*, 29(9), pp. 1384–1399. Available at: <https://doi.org/10.1002/2014GB005080>.
- Gong, Y., Liu, Z. and Foster, J.H. (2022) 'Evaluating the Accuracy of Satellite-Based Microwave Radiometer PWV Products Using Shipborne GNSS Observations Across the Pacific Ocean', *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 60, pp. 1–10. Available at: <https://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3129001>.

Gueymard, C.A. (2001) 'Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance', *Solar Energy*, 71(5), pp. 325–346. Available at: [https://doi.org/10.1016/S0038-092X\(01\)00054-8](https://doi.org/10.1016/S0038-092X(01)00054-8).

Hack, E.D. *et al.* (2023) *Precipitable water vapor retrievals using a ground-based infrared sky camera in subtropical South America*. *Gases/Remote Sensing /Instruments and Platforms*. Available at: <https://doi.org/10.5194/amt-2022-283>.

Halthore, R.N. *et al.* (1997) 'Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band', *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D4), pp. 4343–4352. Available at: <https://doi.org/10.1029/96JD03247>.

Hartmann, D.L. (2016) *Global physical climatology*. Second edition. Amsterdam ; Boston: Elsevier.

Held, I.M. and Soden, B.J. (2000) 'Water Vapor Feedback and Global Warming', *Annual Review of Energy and the Environment*, 25(1), pp. 441–475. Available at: <https://doi.org/10.1146/annurev.energy.25.1.441>.

Holben, B.N. *et al.* (1998) 'AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization', *Remote Sensing of Environment*, 66(1), pp. 1–16. Available at: [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00031-5).

Huang, J. (2018) 'A Simple Accurate Formula for Calculating Saturation Vapor Pressure of Water and Ice', *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(6), pp. 1265–1272. Available at: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0334.1>.

IPCC (2021) 'Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change'. Cambridge University Press.

Jacob, D. (2001) 'The role of water vapour in the atmosphere. A short overview from a climate modeller's point of view', *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(6–8), pp. 523–527. Available at: [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(01\)00094-1](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(01)00094-1).

Klebe, D.I., Blatherwick, R.D. and Morris, V.R. (2014) 'Ground-based all-sky mid-infrared and visible imagery for purposes of characterizing cloud properties', *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(2), pp. 637–645. Available at: <https://doi.org/10.5194/amt-7-637-2014>.

Kundzewicz, Z.W. (2008) 'Climate change impacts on the hydrological cycle', *Ecology & Hydrobiology*, 8(2–4), pp. 195–203. Available at: <https://doi.org/10.2478/v10104-009-0015-y>.

Kunkel, K.E. *et al.* (2020) 'Observed Climatological Relationships of Extreme Daily Precipitation Events With Precipitable Water and Vertical Velocity in the Contiguous United States', *Geophysical Research Letters*, 47(12). Available at: <https://doi.org/10.1029/2019GL086721>.

Labzovskii, L.D. *et al.* (2018) 'Relative humidity vertical profiling using lidar-based synergistic methods in the framework of the Hygra-CD campaign', *Annales Geophysicae*, 36(1), pp. 213–229. Available at: <https://doi.org/10.5194/angeo-36-213-2018>.

Liou, K.-N. (2002) *An introduction to atmospheric radiation*. 2nd ed. Amsterdam ; Boston: Academic Press (International geophysics series, v. 84).

Lyapustin, A.I. (2005) 'Radiative transfer code SHARM for atmospheric and terrestrial applications', *Applied Optics*, 44(36), p. 7764. Available at: <https://doi.org/10.1364/AO.44.007764>.

Machado, L.A.T., Laurent, Henri and Lima, Alexandra A. (2002) 'Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA', *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), p. 8064. Available at: <https://doi.org/10.1029/2001JD000338>.

Mayer, B. and Kylling, A. (2005) 'Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(7), pp. 1855–1877. Available at: <https://doi.org/10.5194/acp-5-1855-2005>.

Miloshevich, L.M. *et al.* (2006) 'Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation', *Journal of Geophysical Research*, 111(D9), p. D09S10. Available at: <https://doi.org/10.1029/2005JD006083>.

Navas-Guzmán, F. *et al.* (2014) 'Tropospheric water vapour and relative humidity profiles from lidar and microwave radiometry', *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(5), pp. 1201–1211. Available at: <https://doi.org/10.5194/amt-7-1201-2014>.

Neelin, J.D. *et al.* (2022) 'Precipitation Extremes and Water Vapor: Relationships in Current Climate and Implications for Climate Change', *Current Climate Change Reports*, 8(1), pp. 17–33. Available at: <https://doi.org/10.1007/s40641-021-00177-z>.

O'Gorman, P.A. and Muller, C.J. (2010) 'How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius–Clapeyron scaling in climate change simulations?', *Environmental Research Letters*, 5(2), p. 025207. Available at: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/2/025207>.

Pan, S. *et al.* (2015) 'Responses of global terrestrial evapotranspiration to climate change and increasing atmospheric CO₂ in the 21st century', *Earth's Future*, 3(1), pp. 15–35. Available at: <https://doi.org/10.1002/2014EF000263>.

Pérez-Ramírez, D. *et al.* (2014) 'Evaluation of AERONET precipitable water vapor versus microwave radiometry, GPS, and radiosondes at ARM sites: EVALUATION OF W OBTAINED FROM AERONET', *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(15), pp. 9596–9613. Available at: <https://doi.org/10.1002/2014JD021730>.

Renju, R. *et al.* (2015) 'Microwave radiometer observations of interannual water vapor variability and vertical structure over a tropical station: VARIABILITY OF WATER VAPOR', *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(10), pp. 4585–4599. Available at: <https://doi.org/10.1002/2014JD022838>.

Rodell, M. *et al.* (2015) 'The Observed State of the Water Cycle in the Early Twenty-First Century', *Journal of Climate*, 28(21), pp. 8289–8318. Available at: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00555.1>.

Rothman, L.S. *et al.* (2003) 'The HITRAN molecular spectroscopic database: edition of 2000 including updates through 2001', *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 82(1–4), pp. 5–44. Available at: [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(03\)00146-8](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(03)00146-8).

Salby, M.L. (1996) *Fundamentals of atmospheric physics*. San Diego: Academic Press (International geophysics series, v. 61).

Sapucci, L.F. *et al.* (2019) 'Global Positioning System precipitable water vapour (GPS-PWV) jumps before intense rain events: A potential application to nowcasting', *Meteorological Applications*, 26(1), pp. 49–63. Available at: <https://doi.org/10.1002/met.1735>.

Schmid, B. *et al.* (2001) 'Comparison of columnar water-vapor measurements from solar transmittance methods', *Applied Optics*, 40(12), p. 1886. Available at: <https://doi.org/10.1364/AO.40.001886>.

Schmit, T.J. *et al.* (2019) 'Legacy Atmospheric Profiles and Derived Products From GOES-16: Validation and Applications', *Earth and Space Science*, 6(9), pp. 1730–1748. Available at: <https://doi.org/10.1029/2019EA000729>.

Seemann, S.W. *et al.* (2003) 'Operational Retrieval of Atmospheric Temperature, Moisture, and Ozone from MODIS Infrared Radiances', *Journal of Applied Meteorology*, 42(8), pp. 1072–1091. Available at: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1072:OROATM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1072:OROATM>2.0.CO;2).

Sejas, S.A. and Cai, M. (2016) 'Isolating the Temperature Feedback Loop and Its Effects on Surface Temperature', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(8), pp. 3287–3303. Available at: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0287.1>.

Shaw, G.E. (1982) 'Solar spectral irradiance and atmospheric transmission at Mauna Loa Observatory', *Applied Optics*, 21(11), p. 2006. Available at: <https://doi.org/10.1364/AO.21.002006>.

Sherwood, S.C. *et al.* (2010) 'Tropospheric water vapor, convection, and climate', *Reviews of Geophysics*, 48(2), p. RG2001. Available at: <https://doi.org/10.1029/2009RG000301>.

Sherwood, S.C., Bony, S. and Dufresne, J.-L. (2014) 'Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing', *Nature*, 505(7481), pp. 37–42. Available at: <https://doi.org/10.1038/nature12829>.

Shine, K.P., Ptashnik, I.V. and Rädcl, G. (2012) 'The Water Vapour Continuum: Brief History and Recent Developments', *Surveys in Geophysics*, 33(3–4), pp. 535–555. Available at: <https://doi.org/10.1007/s10712-011-9170-y>.

Smirnov, A. *et al.* (2000) 'Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database', *Remote Sensing of Environment*, 73(3), pp. 337–349. Available at: [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(00\)00109-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00109-7).

Stamnes, K. *et al.* (1988) 'Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media', *Applied Optics*, 27(12), p. 2502. Available at: <https://doi.org/10.1364/AO.27.002502>.

Stephens, G.L. *et al.* (2012) 'An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations', *Nature Geoscience*, 5(10), pp. 691–696. Available at: <https://doi.org/10.1038/ngeo1580>.

Stephens, G.L. and L'Ecuyer, T. (2015) 'The Earth's energy balance', *Atmospheric Research*, 166, pp. 195–203. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.06.024>.

Trenberth, K.E. *et al.* (2018) 'Hurricane Harvey Links to Ocean Heat Content and Climate Change Adaptation', *Earth's Future*, 6(5), pp. 730–744. Available at: <https://doi.org/10.1029/2018EF000825>.

Trenberth, K.E., Fasullo, J.T. and Kiehl, J. (2009) 'Earth's Global Energy Budget', *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3), pp. 311–324. Available at: <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1>.

Turner, D.D. *et al.* (2003) 'Dry Bias and Variability in Vaisala RS80-H Radiosondes: The ARM Experience', *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(1), pp. 117–132. Available at: [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)020<0117:DBAVIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<0117:DBAVIV>2.0.CO;2).

Vigasin, A.A. (2014) 'Water vapor continuum: Whether collision-induced absorption is involved?', *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 148, pp. 58–64. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2014.06.019>.

Whiteman, D.N., Melfi, S.H. and Ferrare, R.A. (1992) 'Raman lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth's atmosphere', *Applied Optics*, 31(16), p. 3068. Available at: <https://doi.org/10.1364/AO.31.003068>.

Yamasoe, M.A. and Corrêa, M. de P. (2016) *Processos radiativos na atmosfera*. 1st edn. Oficina de Textos.

ANEXO A

Artigo aceito pela *Atmospheric Measurement Techniques*:
Precipitable water vapor retrievals using a ground infrared sky
camera in subtropical South America

Precipitable water vapor retrievals using a ground infrared sky camera in subtropical South America

Elion Hack¹, Theotonio Pauliquevis², Henrique Barbosa^{1,3}, Marcia Yamasoe⁴, Dimitri Klebe⁵, and Alexandre Correia¹

¹Institute of Physics, University of Sao Paulo, Sao Paulo, Brazil

²Department of Environmental Sciences, Federal University of Sao Paulo, Diadema, Brazil

³Department of Physics, University of Maryland Baltimore County, Baltimore, USA

⁴Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, University of Sao Paulo, Sao Paulo, Brazil

⁵Solmirus Corporation, Colorado Springs, CO, USA

Correspondence: Elion Hack (elion.hack@usp.br)

Abstract. The atmospheric precipitable water vapor (PWV) is a critical quantity in fast-changing weather processes. Current retrieval techniques lack the spatial and/or temporal resolution necessary for a full PWV characterization. Here we investigate a retrieval method using an all-sky ground camera comprising a 14-bit 644 x 512-pixel microbolometer sensor array. The radiometrically calibrated infrared downwelling spectral radiance, L_λ , was acquired at rates of up to 3 min^{-1} . For the studied site (23.56°S, 46.74°W, 786 m asl) and spectral interval, L_λ is sensitive to the PWV, the vertical distribution of humidity, and their temporal, spatial, or seasonal variations. By comparing measured and simulated L_λ , we show the PWV can be retrieved from prior knowledge about the local humidity profile. This information can originate from radiosonde data or statistical analysis of past vertical humidity distributions. Comparison with sunphotometer PWV retrievals, for stable atmospheric conditions, showed an agreement of the average PWV within 2.8 % and a precision of subsequent retrievals of 1.9 %. The PWV was also retrieved as a bidimensional array, allowing the investigation of spatial inhomogeneities of humidity distribution. The method can be used for day or nighttime retrievals, under partly cloudy sky conditions. Potential applications include studies on convection initiation processes.

1 Introduction

Convective cloud systems of local, meso, and synoptic scales are a key component of the weather and climate in the tropics and subtropics. These systems can only occur due to the availability of copious amounts of water vapor in the atmosphere. The frequency and intensity of such convective systems are associated with large sources of water vapor (Holloway and Neelin, 2009, 2010) and well-known transport mechanisms between different planetary regions (Hartmann, 2016; Salby, 1996).

The precipitable water vapor (PWV) is defined as the equivalent column of liquid water contained in a vertical atmospheric column extending from the ground to the top of the atmosphere and is expressed in units of length. PWV is given by the vertically integrated mass mixing ratio of water vapor (ω_v) between the pressure levels of the top of the atmosphere and the observation surface (p_0):

$$PWV = \frac{1}{\rho g} \int_0^{p_0} \omega_v(p) dp, \quad (1)$$

where ρ is the mass density of liquid water and g is the acceleration of gravity (Salby, 1996).

Although it is a critical quantity to understand fast-changing processes in the atmosphere such as cloud formation and convection initiation, the appropriate determination of PWV levels is not a trivial matter. PWV measurements can be made by operational radiosondes, usually, twice a day, which is far from enough to investigate the life cycle of water vapor and atmospheric convection. Based on a near-infrared band algorithm, polar-orbiting satellite sensors can also retrieve PWV twice daily (Seemann et al., 2003). Microwave PWV remote sensing from the ground (Renju et al., 2015) can derive the PWV in various conditions, including near precipitating clouds, but fail when there is too much liquid water or when the sensor gets wet by precipitation. Space microwave PWV retrievals are restricted to oceanic surfaces for which the emissivity is smaller than over the land (Gong et al., 2022). Current geostationary platforms (e.g. the Geostationary Operational Environmental Satellites, GOES) can retrieve PWV with a frequency of minutes, and 10 km nominal spatial resolution (Schmit et al., 2019). The Global Positioning System (GPS) signal delay technique (Adams et al., 2011, 2013) can also be used to derive the columnar PWV, with retrievals possible every 5 minutes. Both GPS and GOES retrieval algorithms derive the PWV at intervals of a few minutes, but cannot provide information on the azimuthal distribution of humidity. Sunphotometers on the ground can also retrieve PWV (Holben et al., 1998) when the instrument has clear sight of the sun, unobstructed by clouds. Another technique relates a cloudless sky brightness temperature at the zenith to the average PWV, at specific locations where a particular vertical humidity profile can be assumed constant (Kelsey et al., 2022).

An alternative way of determining PWV is by measuring the descending infrared (IR) radiance with a radiometrically calibrated IR sensor array on the ground, and comparing the measurements with tables of previously calculated results under a range of different geometries and physical setups (lookup tables, LUT) (Klebe et al., 2014). This technique has some advantages compared to other options: 1) high temporal resolution since IR imagery can be recorded at rates of several images per minute, providing frequent water vapor retrievals; 2) even with a significant proportion of the sky covered by clouds, the cloud-free pixels of an image can be analyzed to derive the PWV; 3) PWV can be retrieved as a scene-average result, or as per-pixel retrievals, and 4) it is possible to have nighttime retrievals. An additional advantage is that when the full scene is used (i.e. pixel-level retrievals), it is possible to study azimuthal variations of water vapor that are usually associated with horizontal vapor transport, such as in regions close to the ocean. A limitation of this method is that to compute the LUTs it is necessary to assume, for a given amount of PWV, a prescribed vertical profile of water vapor. However, the true atmospheric profile can be different from the reference profiles, and in general, it can vary with season. If the true profile is unknown, computations of the descending radiance based on a certain profile can result in potential biases due to differences between the prescribed profile and the real one. For instance, if a prescribed profile has higher specific humidity closer to the surface when compared to the real profile, the calculated spectral radiance will be overestimated and the PWV underestimated.

In this work, a critical analysis of PWV retrievals was performed using an IR camera in the megacity of Sao Paulo, Brazil (23.56° S, 46.74° W, 786 m asl), to explore how this instrument can fare against the established methods employing sunpho-

55 tometers and radiosondes. This location undergoes large seasonal variations in PWV and in vertical humidity profiles, which makes it particularly interesting for testing the method under various atmospheric conditions. We show that retrievals with the proposed method (1) agree with PWV estimates by radiosondes and sunphotometers from the Aerosol Robotic Network (AERONET); (2) reproduce the diurnal cycle and variability of PWV; and (3) can be used to investigate the azimuthal PWV variations. This work is structured as follows: Sect. 2 describes the experimental setup and the physical basis for interpreting
 60 IR imager measurements, the radiative transfer simulations used to compute lookup tables, the database of radiosonde and sun-photometer data used in this work, and a strategy to derive PWV by matching radiance measurements to precomputed results; Sect. 3 describes our main results, comparing the retrieved PWV to sunphotometer and radiosonde derived results. We discuss these results critically in Sect. 4 and present our conclusions in Sect. 5.

2 Materials and methods

65 2.1 Sky imager measurements

The Solmirus All Sky Infrared and Visible Analyzer (ASIVA) is a multipurpose instrument that produces whole sky images in visible and infrared wavelengths. The ASIVA infrared camera operates with a 14-bit radiometric resolution microbolometer sensor, which generates 644 x 512-pixel images in the infrared atmospheric window, between 8 and 13 μm . The instrument is equipped with a set of 4 filters: 8-9 μm , 10-11 μm , 11-12 μm , and 10-12 μm , named channels 1 to 4, respectively (Klebe et al.,
 70 2014). Due to its higher signal-to-noise ratio, channel 4 (10-12 μm) was selected for the analyses shown in this study.

Downward spectral radiance can be determined for each image pixel, which is related to a specific angle of incidence of radiation. The zenithal and azimuthal view angles for each pixel are calibrated from the camera lens equation and the position of the sun over an entire day or, ideally, a summer day and a winter day. The gain of the camera for each pixel is radiometrically calibrated using a heated target blackbody, kept at a controlled temperature, by measuring the pixel count difference relative to
 75 a reference blackbody at room temperature, assuming a linear response of the sensor. More details on the instrument hardware and calibration are given elsewhere (Klebe et al., 2014). The pixel-level gain factor G_λ is calculated as:

$$G_\lambda = \frac{C_\lambda(tar) - C_\lambda(ref)}{\epsilon_\lambda(BB_\lambda(T_{tar}) - BB_\lambda(T_{ref}))}, \quad (2)$$

where $C_\lambda(tar)$ and $C_\lambda(ref)$ are the measured count levels at the specified channel of central wavelength λ for the target and reference blackbodies, respectively, ϵ_λ is the emissivity of the bodies at λ , $BB_\lambda(T_{tar})$ and $BB_\lambda(T_{ref})$ are the theoretical
 80 spectral radiances of a blackbody at the temperatures T_{tar} and T_{ref} , respectively, in units of $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$. This quantity is given by the integral of the Planck spectral radiative emission function over the detection spectral region, normalized by the system response:

$$BB_\lambda(T) = \frac{\int \frac{1.19 \times 10^8 \lambda^{-5}}{e^{1.44 \times 10^4 / \lambda T} - 1} t_\lambda d\lambda}{\int t_\lambda d\lambda}, \quad (3)$$

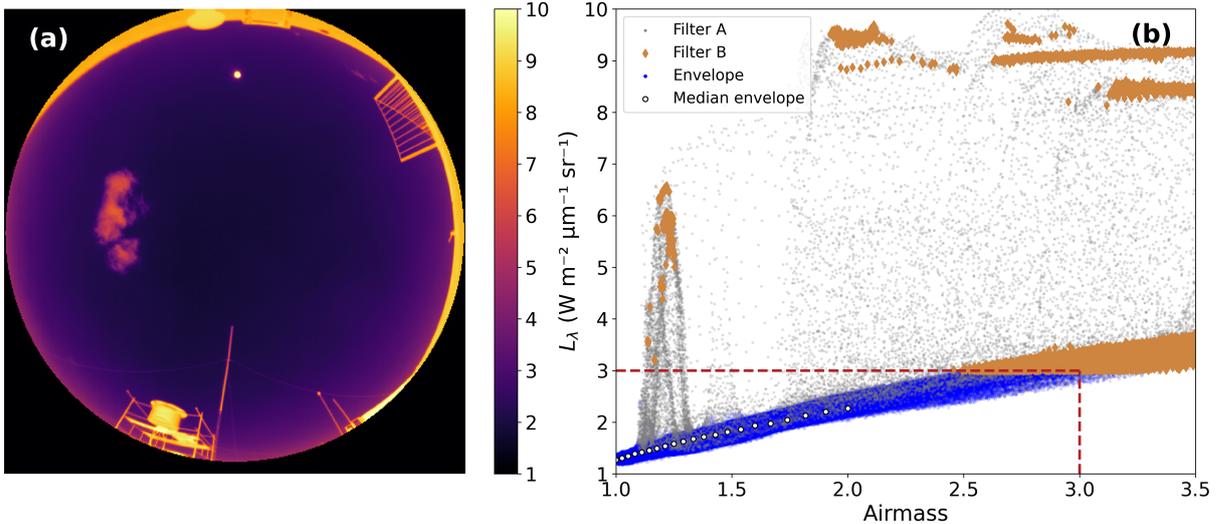


Figure 1. Spectral radiance (L_λ) measured at ASIVA's channel 4 (10-12 μm) on 2017-07-06 at 15:17 UTC (12:17 LT) in Sao Paulo: (a) calibrated radiance image; (b) L_λ plotted as a function of the airmass. Cloudy and physical structure pixels were eliminated by applying the procedure described in the text (Filters A and B). Envelope data points correspond to clear sky L_λ , from which medians were computed at specific airmass values.

where the wavelength λ is given in units of μm and t_λ is the effective system response, including the effects of filter and lens transmittance, as well as detector sensitivity (Klebe et al., 2014).

Sky spectral radiance measurements are obtained using an image of the sky and an image of the reference blackbody at a known temperature T_{ref} , positioned in a mobile hatch that slides open for an unobstructed view of the sky, and closes for the reference measurement (cf. Fig. 1 in Klebe et al. (2014)). The spectral radiance L_λ is then calculated for each pixel as:

$$L_\lambda = \frac{C_\lambda(sky) - C_\lambda(ref)}{G_\lambda} + BB_\lambda(T_{ref}), \quad (4)$$

where $C_\lambda(sky)$ and $C_\lambda(ref)$ are the measured counts for the sky and reference images, respectively, and $BB_\lambda(T_{ref})$ is the theoretical spectral radiance of the blackbody at T_{ref} (Klebe et al., 2014). In theory, the first term in Eq. 4 ($C_\lambda(sky)/G_\lambda$) represents the spectral radiance of the sky. However, the experimental measurements are also influenced by infrared radiation emitted by nearby instrument components, and even by the lens. In order to eliminate any unwanted local contribution, the measured spectral radiance of the blackbody ($C_\lambda(ref)/G_\lambda$) is subtracted from the signal, and its theoretical value $BB_\lambda(T_{ref})$ is added in such a way that any spurious contamination present in both sky and reference measurements are removed in the final result.

The spectral radiance can then be analyzed as a function of the observation geometry. In this work, we study the spectral radiance as a function of airmass, defined as $1/\cos(\theta)$, where θ is the view zenith angle for each pixel. Figure 1 shows, as an

example, L_λ measurements using ASIVA's infrared channel 4. Figure 1a presents L_λ for each image pixel, and Fig. 1b shows L_λ as a function of airmass. The lower L_λ envelope in Fig. 1b, clearly defined, corresponds to the emission of cooler regions observed in the image, which are those of clear sky, while the points with greater radiance are warmer bodies such as clouds and nearby structures in the camera's view. It is expected that near the zenith the measured radiance for clear skies will be lower than in regions closer to the horizon. This is clearly observable in Fig. 1a, and in the shape of the lower envelope in Fig. 1b. This is due to the thinner atmosphere between the camera and outer space at the zenith, with this thickness increasing with the airmass. Cloudy and partially cloudy pixels were identified and removed from the analyses by excluding pixels with either (a) high spatial L_λ variability, or (b) above a maximum L_λ threshold. The spatial variability filter was applied by computing, for a given pixel, the L_λ sample standard deviation for the 8 nearest neighboring pixels, and removing cases with standard deviation above $0.07 \text{ Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$ ("Filter A" data points in Fig. 1b). The maximum L_λ threshold filter depends on the pixel airmass, the instrument temperature, and the cloud type possibly present (e.g. it can be more complex to exclude very cold thin cirrus clouds). This limit is defined, for a given temperature condition, as the median L_λ computed at airmass 3.00 ± 0.01 . In the particular example shown in Fig. 1b, this threshold was $3.0 \text{ Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$, as indicated by the horizontal dashed line. Data points identified as "Filter B" in Fig. 1b were eliminated by the threshold filter. Finally, after applying filters (a) and (b), the minimum L_λ envelope is defined as the median of L_λ , calculated for each ± 0.001 airmass interval, around discrete airmass values in the LUTs described further ahead, for airmasses below 2.0. These correspond to "Median envelope" data points in Fig. 1b. At the channel 4 range, the sky radiance L_λ strongly depends on the amount of columnar PWV, its vertical distribution and temperature, the optical path from the emission to the sensor, and the transmittance of the medium. Using radiative transfer simulation software, such as libRadtran, the expected L_λ as a function of airmass can be calculated for a series of atmospheric humidity profiles. A PWV retrieval can be obtained by determining, for a given humidity profile, which of the simulations most closely matches the measured lower envelope such as the one shown in Fig. 1b.

The ASIVA sky imager was installed at the Institute of Physics, University of Sao Paulo (23.56° S , 46.74° W , 786 m asl) and operated during three different periods: from 2017-07-05 to 2017-07-22 (2017 austral winter) with high acquisition frequency (images every 3 minutes, approximately); from 2018-02-01 to 2018-02-23 (2018 summer) producing images every 20 minutes; and from 2018-07-20 to 2018-08-24 (the 2018 winter) imaging the sky every 30 minutes.

2.2 Sunphotometer PWV retrievals

An Aerosol Robotic Network (AERONET) sunphotometer (Holben et al., 1998), colocated with the ASIVA sky imager (23.56° S , 46.74° W , 786 m asl), was used to independently assess columnar PWV retrievals. The sunphotometer is equipped with a collimated photodetector, that measures solar and sky radiance at different wavelengths. The integrated PWV content is determined from the attenuation of solar radiation at 940 nm along its optical path in the atmosphere by applying a modified Beer-Lambert-Bouguer law (Pérez-Ramírez et al., 2014). Only level 2.0 calibrated PWV data from AERONET (Smirnov et al., 2000) were used in this work. According to Pérez-Ramírez et al. (2014), sunphotometer results can have systematic calibration uncertainties corresponding to 4-5% of the PWV retrievals, and random radiance measurement uncertainties below 1%. Besides that, simplifications in modeling the atmospheric water vapor radiative transmission process can lead to about a

5% PWV uncertainty. Hence, a final number that has been quoted in the literature of 10% uncertainty in PWV retrievals by AERONET corresponds to a composition of all these sources of errors, which is the figure used in this work.

135 AERONET PWV retrievals have been performed in Sao Paulo from November 2000 to the present day, with some gaps from February 2012 to November 2014. We used the AERONET retrievals in two different ways in this work. First, all available PWV retrievals were used in comparison with radiosonde data. This was done by averaging sunphotometer retrievals within ± 30 min of each 12:00 UTC (09:00 LT) sounding launch. Secondly, AERONET and ASIVA PWV retrievals were compared on selected days with clear sky or few clouds.

140 2.3 Vertical water vapor profiles and integrated PWV

Radiosondes have been regularly launched from the Campo de Marte airfield (International Civil Aviation Organization code SBMT, latitude: 23.52° S, longitude: 46.63° W, altitude: 722 m asl) at 0:00 and 12:00 UTC (21:00 and 09:00 LT, respectively). The airfield is 11 km distant, and 64 m below in altitude, from the ASIVA and sunphotometer operation site. Direct measurements of the specific humidity along the vertical radiosonde profile are integrated to yield the PWV for each radiosonde
145 launch. Castro-Almazán et al. (2016) argue that calibration biases can lead to up to 5% uncertainty in the retrieved PWV by radiosondes. They also indicate daytime radiosonde launches can have a dry bias of 2-8% due to the solar heating of the humidity sensor. Following the results from a semi-empirical analysis by Castro-Almazán et al. (2016) we use in this work a figure of 3% uncertainty for radiosonde PWV retrievals. All radiosonde data was accessed via the University of Wyoming website (<https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, accessed 19 August 2022 12:00 UTC).

150 Radiosonde data were used in this work in multiple ways that will be discussed in greater detail further ahead. Firstly, when available, a radiosonde vertical profile at 09:00 LT is used to derive one type of LUT where L_λ is simulated for a range of PWV. This is done by normalizing the given radiosonde profile to match each PWV in the simulated range. In this way, the computed LUT represents what downwelling radiance is expected if the relative vertical distribution of humidity is given by the radiosonde profile, for a range of different PWV values. Secondly, a total of 10 years (2005 to 2015) of summer and
155 wintertime radiosonde data were aggregated to derive seasonal average atmospheric profiles. These Sao Paulo seasonal profiles were used in comparison to other literature profiles (e.g. “tropical profile” Anderson et al. (1986)), to assess how each of them fares when used to compute L_λ w.r.t. the measured L_λ . Thirdly, wintertime radiosonde profiles were used to build simplified synthetic profiles that will be addressed in the next section. These synthetic profiles capture the range of vertical variability in the median distribution of humidity. Finally, all 09:00 LT PWV radiosonde data available from 2000-2019 were used in
160 comparison with AERONET retrievals, as discussed previously.

2.4 Synthetic moisture profiles

Besides the PWV, one critical issue in computing the theoretical L_λ expected at the surface level is the water vapor vertical distribution. The intensity of downwelling radiation is inversely proportional to the square of the distance between the emitting parcel and the detector. Furthermore, the signal will also be more attenuated by the interaction with the atmosphere the longer

165 the optical path. It is also important to note that the closer the bulk of water vapor molecules is to the surface, the higher its temperature and the greater its radiative emission, hence the higher the measured L_λ on the ground will be.

If radiosonde data is not available to clearly define the humidity profile in a given day, one has to resort to hypothetical vertical distributions, such as the tropical profile from libRadtran (Emde et al., 2016), or seasonal average profiles for the specific location. In addition to examining these solutions in the Results section, we also built simplified synthetic moisture
170 profiles, based on the observed wintertime variability of the vertical distributions of water vapor for the study site. The key issue these synthetic profiles seek to solve is only the “relative” vertical distribution of water vapor. That is to say, how far from the surface the median distribution of water vapor is, regardless of the absolute PWV value. The reason for this is that in LUT calculations such relative water vapor distributions are used and the integral PWV is normalized to a specific value.

The variability of the vertical profile of water vapor was studied on winter days with clear skies or few clouds. Winter was
175 used because it is the season with the majority of available measurements since in Sao Paulo it is drier (i.e. lowest yearly PWV observed) and therefore with less frequent clouds than summer. A dataset with 09:00 LT radiosondes for the austral winter months (July-September) was scrutinized to select profiles that represented fewer cloud cover conditions. This was done by taking the frequency of AERONET PWV retrievals within ± 30 min from the radiosonde launching time as a proxy for the occurrence of clouds. Radiosonde profiles were retained for analysis whenever at least 5 sunphotometer retrievals were successful
180 within the 1 h time matching window. The median humidity altitude in the radiosonde subset was investigated to identify typical “low altitude” and “high altitude” profiles, regardless of their absolute PWV, and average profiles were computed (Fig. 2). From these, synthetic simplified versions of such profiles were built by visual inspection. A profile corresponding to “medium altitude” was computed as the average between the low and high altitude profiles. Figure 2 shows the three resulting synthetic profiles, which are meant to be used when no radiosonde information is available for a given day, as described further below. Table 1 shows the data points used in the profiles. The same synthetic profiles were used for summer PWV retrievals, i.e.
185 by keeping the same relative vertical distribution of water vapor, while the method retrieves PWV values within the expected range for summer. Even though there will always be discrepancies between real radiosondes and synthetic profiles, in general such differences show little influence on the final integrated PWV.

2.5 Radiative transfer simulations

190 In this work, we used the libRadtran software package, a library for atmospheric radiative transfer calculations (Mayer and Kylling, 2005; Emde et al., 2016). The program solves the radiative transfer equation for a given atmospheric setup and then obtains simulated radiances and irradiances for a specified viewing geometry. We used the DISORT (discrete ordinates) method to solve the radiative transfer equation and the plane-parallel atmosphere approximation. Internal and user-provided atmospheric humidity profiles were used in different steps of the work. Three internal standard atmospheric profiles were
195 studied: tropical, mid-latitude summer, and mid-latitude winter (Anderson et al., 1986), seeking to understand how they might represent the physical conditions at the observing site. Even though the site location is in the subtropics, mid-latitude profiles were included in the analyses for the sake of comparison. We also used average seasonal atmospheric profiles as input, obtained from radiosonde data from 2005 to 2015, to study the influence of the vertical distribution of humidity on simulated L_λ .

Table 1. Synthetic atmospheric humidity profiles shown in Fig. 2.

| | Low altitude | Medium altitude | High altitude |
|----------------------------|---|-----------------|---------------|
| Atmospheric pressure (hPa) | Water vapor mixing ratio (g kg^{-1}) | | |
| 930 | 7.000 | 7.750 | 8.500 |
| 870 | 6.000 | 6.875 | 7.667 |
| 810 | 0.300 | 6.000 | 6.833 |
| 755 | 0.273 | 0.900 | 6.069 |
| 750 | 0.271 | 0.891 | 6.000 |
| 700 | 0.246 | 0.797 | 1.500 |
| 300 | 0.050 | 0.050 | 0.050 |

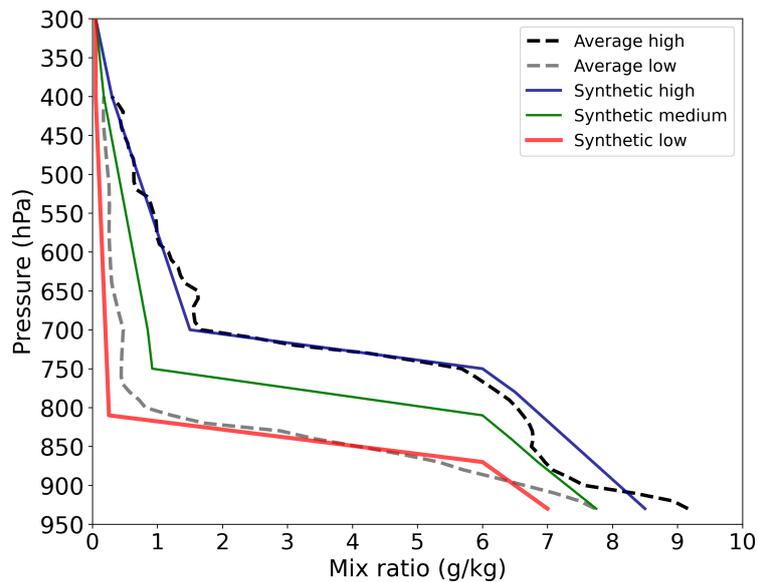


Figure 2. Simplified synthetic humidity profiles that describe the observed variability of winter radiosonde profiles. The high (blue) and low altitude (red) synthetic profiles were based on average profiles of radiosonde data from 2016-2019, shown as black and gray dashed curves. The medium altitude synthetic profile (green) is an intermediate between the high and low altitude profiles.

Two types of LUTs were computed with libRadtran in this study. Firstly, when radiosonde data is not available, a LUT of simulated $L_{\lambda, i}^{c, s}$ as a function of airmass was produced for the high, medium, and low altitude synthetic humidity profiles (presented in Sect. 2.4). The “c” and “s” superscripts indicate calculated radiances for the synthetic profiles. The “i” subscript indicates the three possible profiles ($i=1, 2, 3$). The LUT integrated PWV varied from 5.0 to 40.0 mm in increments of 0.1 mm. By using this PWV range the LUT covers the scope of all available winter and summer measurements at the sampling site. Airmasses were simulated for 21 values from 1.0 to 2.0, corresponding to a maximum view zenith angle of 60° . Another LUT

205 of simulated $L_{\lambda}^{c,p}$ is computed when a humidity profile is available from a 09:00 LT radiosonde launch. The “p” superscript indicates the LUT is to be computed using a radiosonde profile. In this case, the simulation uses the same configurations described above, except that the relative vertical humidity distribution is taken from the radiosonde profile. The rationale here is to assume the profile information taken at 09:00 LT remains constant throughout the day, thus allowing deriving PWV retrievals using this LUT.

210 2.6 Method description

The ASIVA PWV retrieval method depends on the availability of radiosonde data that informs the vertical distribution of humidity at the sampling site. Figure 3 shows a diagram depicting two basic pathways to retrieve PWV, for cases where no radiosonde data is available for a specific day, and a different path when such data can be employed. Ultimately, the precision of PWV retrievals is linked to the degree the vertical distribution of water vapor is known.

215 When no radiosonde data is available (Fig. 3a), the method relies on the 3-profile $L_{\lambda,i}^{c,s}$ LUT discussed above, derived from previous knowledge about the typical distribution of water vapor over the sampling site. The measured L_{λ}^m were processed to remove cloudy pixels, and by selecting only the lower envelope of the L_{λ}^m vs. airmass data. The measured envelope radiance medians, in airmass intervals of ± 0.001 around the simulated airmasses, were compared to the 21 simulated $L_{\lambda,i}^{c,s}$ in the LUT, to find the amount of PWV that minimizes the sum of squared differences $\delta^2 = (L_{\lambda}^m - L_{\lambda,i}^{c,s})^2$ for each of the $i=1, 2, 3$ profiles.

220 At this point, we get three time series, noted as PWV_i , each one corresponding to a different median altitude for the vertical distribution of water vapor (circled “1” in Fig. 3a). To choose from the three options one can use statistics on atmospheric profiles for the specific location and time of the year, or else choose the medium altitude profile if no additional information is known. In case there is partial AERONET PWV data, e.g. on a cloudy day when few AERONET retrievals are successful, a comparison between the AERONET PWV to the PWV_i retrieval time series can be used to discriminate between the three

225 options. In this situation, we derive a single “best” PWV time series, and hence we additionally get information about the median vertical distribution of water vapor, since we are able to distinguish between the three altitude profiles (indicated “2” in Fig. 3a). Finally, in the case a full AERONET PWV time series is available, a comparison with the retrieved ASIVA PWV_i can be used to analyze qualitatively altitude variations in the median distribution of water vapor. Since the method originally results in three PWV time series, corresponding to each of the altitude profiles, the relative closeness between AERONET PWV and

230 each ASIVA PWV_i time series can be a proxy for the median water vapor altitude, or its change over time (“3” in Fig. 3a).

If a 09:00 LT radiosonde profile is available, the retrieval method follows the flow diagram in Fig. 3b. It is assumed the relative vertical humidity distribution remains constant throughout the day. With the specific profile and the array filter function as inputs, a LUT is organized from the calculated $L_{\lambda}^{c,p}$, considering the PWV and airmass ranges described above. Next, two options for the PWV retrieval are possible. First, taking a time series of the measured L_{λ}^m envelope as a function of airmass,

235 we minimize the difference $\delta^2 = (L_{\lambda}^m - L_{\lambda}^{c,p})^2$ between measurements and LUT entries, to yield a time series of the average columnar PWV over the sampling site for that specific day (marked as a circled “4” in Fig. 3b). Another possibility is the pixel-level retrieval of PWV from a single L_{λ}^m sky mapping. In that case, a linear interpolation is applied to the $L_{\lambda}^{c,p}$ LUT, such that a function is derived to relate the calculated PWV and $L_{\lambda}^{c,p}$, for each pixel airmass in the acquired imagery. The final step

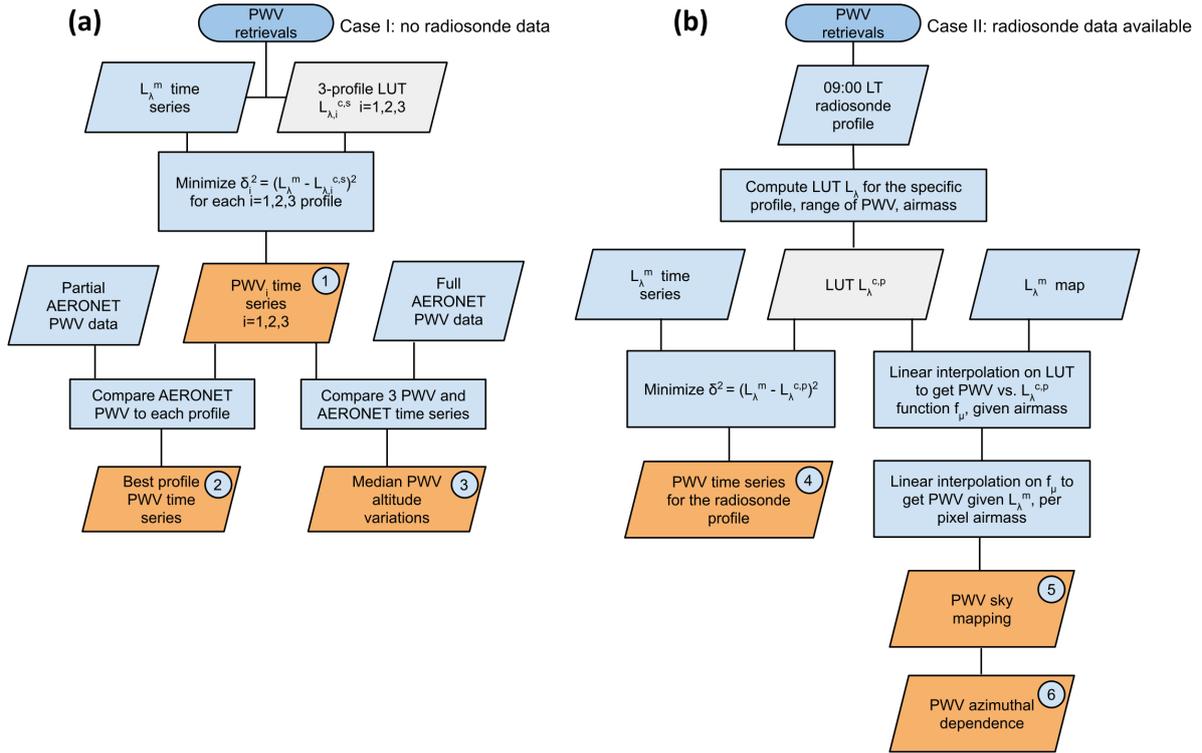


Figure 3. Method flowchart depending on the availability of radiosonde data: (a) ASIVA PWV retrievals without radiosonde data; (b) with additional radiosonde information at 09:00 LT (12:00 UTC).

is to apply another linear interpolation, project the actual L_{λ}^m measurement on the derived function, and achieve the pixel-level
 240 PWV retrievals. The resulting PWV sky mapping (“5” in Fig. 3b) can reveal azimuthal water vapor inhomogeneities (“6” in
 Fig. 3b) that can be used, for instance, for analyses of horizontal vapor transport. Examples of all retrievals described in Fig. 3
 are shown in the Results section.

3 Results

3.1 AERONET and radiosonde PWV retrievals

245 In Sao Paulo, PWV retrievals are available from regular radiosonde profiles and from an AERONET sunphotometer admin-
 istered by the National Aeronautics and Space Administration (NASA) (Holben et al., 1998). Figure 4 shows a comparison
 between both instruments at the sampling site, between 2001 and 2019. In order to minimize the influence of clouds, we
 only considered matching data points when at least 5 AERONET PWV retrievals were successful within a 1 h time window

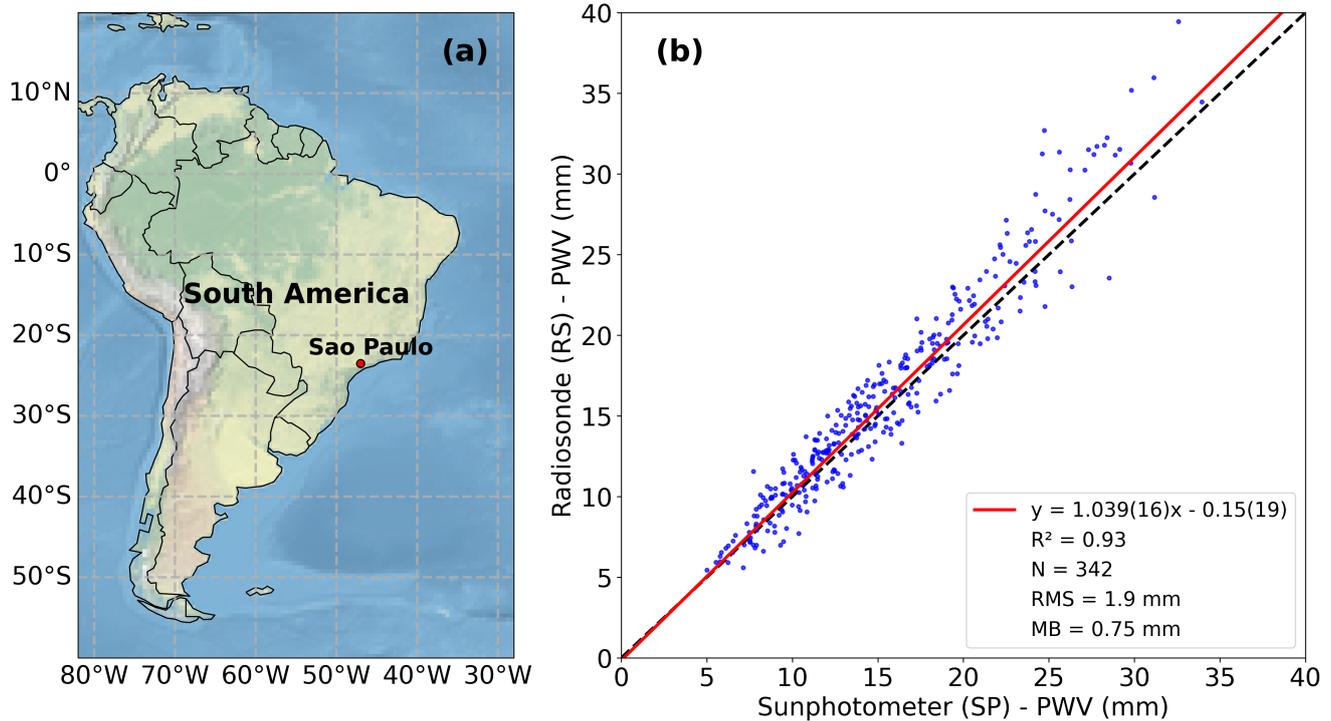


Figure 4. (a) Sampling site location in Sao Paulo, Brazil (23.56° S , 46.74° W , 786 m asl); (b) Comparison between level 2.0 AERONET sunphotometer (SP) PWV retrievals and radiosonde (RS) integrated PWV from 2001 to 2019. The regression result is shown as a continuous red line. The 1:1 line is shown dashed. SP data were temporally matched within 30 min to daytime RS launches at 09:00 LT (12:00 UTC). The RS launch site is located 11 km from and at an altitude 64 m below the sampling site. To avoid cloudy cases, only days with at least 5 SP retrievals within the temporal window were considered. MB and RMS are the mean bias and the root-mean-square deviation of RS with respect to SP data.

centered on the 09:00 LT radiosonde launch time. PWV uncertainty was assumed to be 10% for sunphotometer retrievals
 250 (Pérez-Ramírez et al., 2014) and 3% for radiosondes (Castro-Almazán et al., 2016).

Figure 4 shows the PWV varies from around 5.0 mm on the driest days (usually in austral winter) to almost 40.0 mm on
 the most humid days (summer). The radiosonde PWV shows a positive mean bias (MB) of 0.75 mm relative to AERONET
 retrievals and a root-mean-square (RMS) deviation of 1.9 mm. The observed bias may be in part due to the different locations
 where the two measurements were performed (11 km horizontal distance, 64 m altitude difference). A linear regression of
 255 radiosonde PWV against AERONET retrievals resulted in an angular coefficient of 1.039 ± 0.016 , and a linear coefficient of
 $-0.15 \pm 0.19 \text{ mm}$, with $R^2=0.93$. This indicates that both instruments are in general agreement, with radiosonde results slightly
 above sunphotometer retrievals, on average. However, the dispersion of data points is considerably larger for summer (i.e.
 larger PWV), indicating a poorer correspondence during that season. On some summer days, the radiosonde can show a PWV

of more than 10.0 mm higher than the AERONET retrieval. Taking a subset of the data for which the AERONET PWV is
260 above 20.0 mm, the resulting MB was 1.5 mm and the RMS deviation was 3.0 mm.

3.2 Vertical profiles of water vapor and L_λ measurements

Figure 5 presents the mixing ratio and temperature profiles (Figs. 5a and 5b, respectively), for the standard tropical, mid-
latitude summer, and mid-latitude winter atmospheric profiles (Anderson et al., 1986), as well as seasonal (summer and winter)
radiosonde averages for Sao Paulo. Figures 5a and 5b also show radiosonde data for specific days of austral summer (2018-02-
265 09) and winter days (2017-07-06). Sao Paulo is located at the threshold between the tropics and subtropics. The mid-latitude
profiles are only included in Fig. 5 for the sake of comparison. These vertical profiles were used as input to libRadtran L_λ
simulations with the PWV integral column normalized to the value measured by the radiosonde. The results are shown in Figs.
5c and 5d for summer and winter, respectively, and compared to the ASIVA experimental data.

A comparison between Fig. 5a and Fig. 5b indicates that, for this case, the vertical profile of water vapor shows a much
270 greater percentual variation than the temperature profile. The variations in temperature are small with the exception of the
midlatitude-winter model, which proves to be very different from the radiosondes. None of the standard atmospheric profiles
fits the real conditions of Sao Paulo's atmosphere, although the tropical model seems to be a better option, with the vertical
water vapor distribution closest to the surface. The mid-latitude summer profile is the closest to the average of radiosondes for
winter (marked as Sao Paulo winter in Fig. 5).

275 Comparing Figs. 5c (summer) and 5d (winter), when PWV was 27.24 and 12.74 mm, respectively, the measured and simu-
lated L_λ for the summer day are almost twice as high as on the winter day. In both cases only the libRadtran simulations using
the specific radiosonde profile for each day match the measured L_λ envelope; all other simulations show biases toward smaller
values. These L_λ observed biases are higher in the winter (Fig. 5d) than in the summer (Fig. 5c).

The simulations using the standard tropical profile and the Sao Paulo winter profile (Fig. 5d) show very similar L_λ values
280 due to the nearly coincident shape of their relative vertical humidity distribution. To highlight differences in the relative vertical
humidity distribution, artificial profiles were computed by normalizing each of them to the same integral PWV value. Fig. 6
shows the vertical profiles used in Fig. 5 after the normalization procedure. In Fig. 6a, the normalized tropical profile shows
that its vertical humidity distribution is closer to the surface when compared to the normalized mid-latitude summer or the
normalized Sao Paulo summer profiles. These differences in the vertical humidity distribution are even more pronounced in
285 the winter profiles in Fig. 6b where we see the contrasting features for each of the profiles. At pressure levels below about
800 hPa, the normalized tropical and average Sao Paulo winter profiles are similar, however, both are very different from the
example radiosonde for 2017-07-06. The conclusion is that besides the integral PWV value, the relative vertical distribution of
humidity is also a key factor in modeling the observed L_λ , as shown in Fig. 5d, and the radiosonde profile for the specific day
under analysis is the best option to describe the humidity distribution.

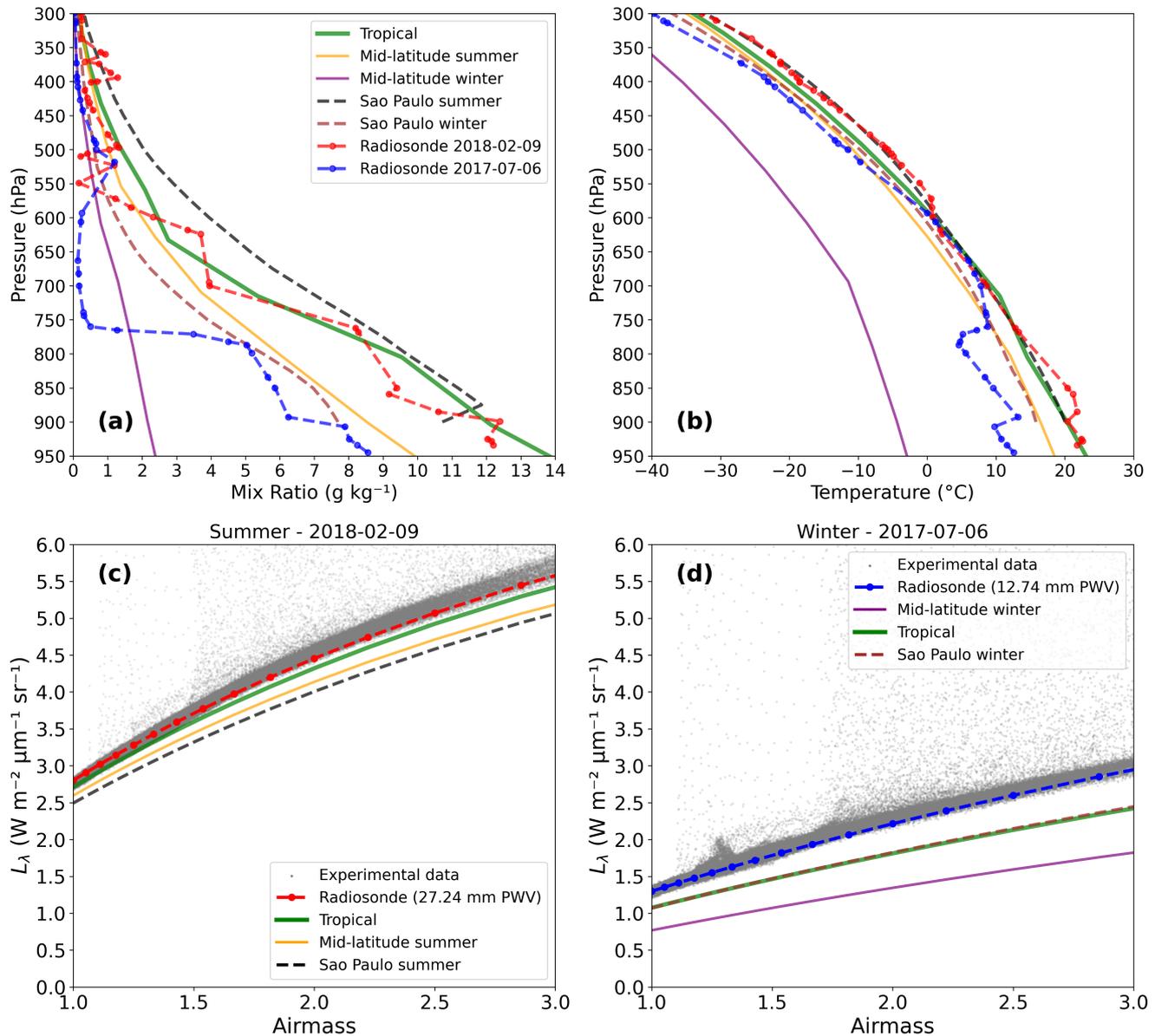


Figure 5. (a) Water vapor mixing ratio and (b) temperature vertical profiles for tropical (green), mid-latitude summer (orange), mid-latitude winter (purple) standard atmospheric models, climatological averages for Sao Paulo in summer (black), and winter (brown), examples for a summer day (2018-02-09, red) and a winter day (2017-07-06, blue). Measured L_λ (gray) for (c) 2018-02-09 and (d) 2017-07-06, compared to libRadtran simulations for each atmospheric profile model. Radiance measurements were made within a few minutes from each 09:00 LT radiosonde launch. Notice that Sao Paulo winter and tropical profile curves are nearly coincident in (d). The simulations used the relative vertical moisture distribution in each profile, normalizing them to the PWV measured by the radiosonde.

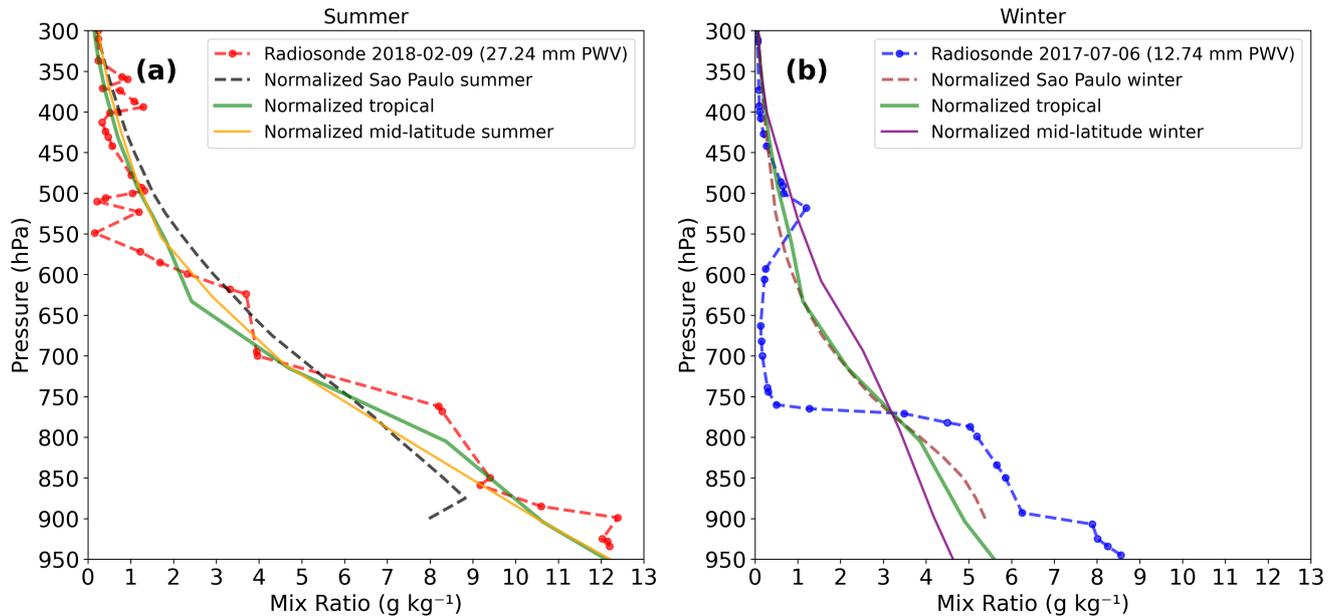


Figure 6. Vertical water vapor mixing ratio profiles normalized to the radiosonde integral PWV values for (a) a summer day (2018-02-09) and (b) a winter day (2017-07-06). Atmospheric profile coloring as in Fig. 5.

290 3.3 Retrieved PWV time series

Following the method described in Sect. 2.6, we start by showing results for PWV retrievals when no radiosonde data is available on a specific day. Measured L_λ vs. air mass envelopes were compared to simulated L_λ for the high, medium, and low altitude synthetic humidity profiles to retrieve the PWV. Figure 7 shows the resulting ASIVA PWV time series for two summer days (Figs. 7a and 7b) and two winter days (Figs. 7c and 7d). The radiosonde PWV and the AERONET sunphotometer time series are shown in Fig. 7 for context. The ASIVA PWV retrievals are strongly sensitive to the assumed vertical distribution of humidity represented by the synthetic profiles, as expected from Fig. 5. The three PWV time series indicated in Fig. 7 examples as red, green, and blue datasets correspond to the circled “1” solution in the method flow diagram (Fig. 3a). In case no other piece of information is available, one can consider the PWV time series represented by the typical seasonal average vertical distribution of water vapor, defined by the medium altitude (green) profile, which in general approximates better AERONET
 295 PWV retrievals. However, notice in Fig. 7c, that occasionally the medium altitude profile will be biased w.r.t. AERONET since the natural variability of the humidity profiles for this location is shown by the range between low and high altitude synthetic
 300 profiles (red and blue curves).

On partially cloudy days, it is possible to have some AERONET PWV retrievals when the sun is unobstructed by clouds. For instance, Fig. 7a shows many AERONET retrievals at the beginning of the day ($\sim 10:00-11:00$ UTC), and fewer in the
 305 afternoon when it is cloudier ($\sim 19:00-20:00$ UTC). By comparing a few AERONET PWV retrievals on such occasions with

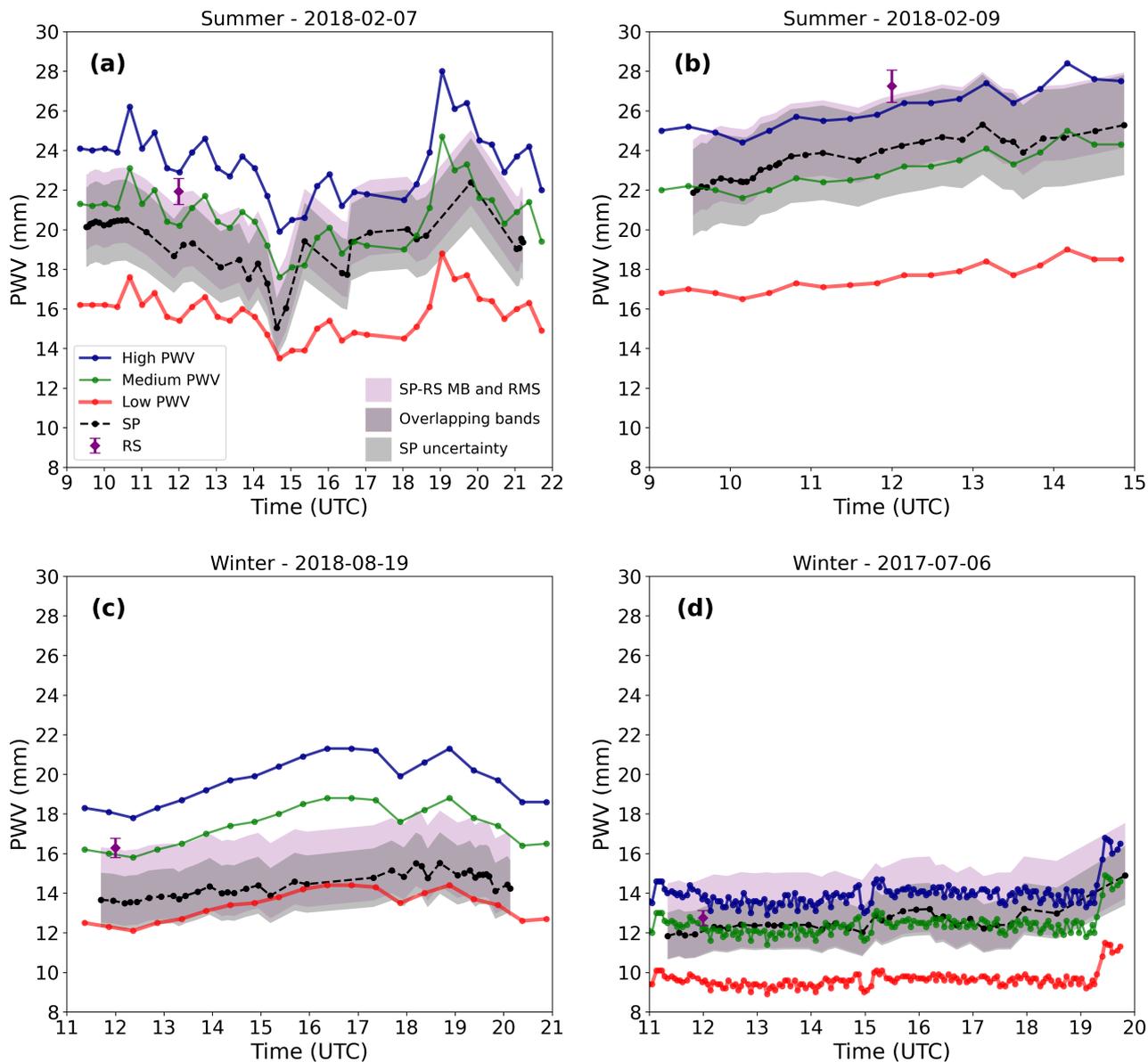


Figure 7. Examples of ASIVA PWV retrieval time series using synthetic profiles, compared to AERONET sunphotometer (SP, black) and radiosonde (RS, purple) for two summer days: (a) 2018-02-07 and (b) 2018-02-09, and two winter days: (c) 2018-08-19 and (d) 2017-07-06. The retrievals use the high (blue), medium (green), and low altitude (red) simplified synthetic vertical profiles presented in Fig. 3 under the method described in Sect. 2.6. The darker gray shading indicates the nominal SP retrieval uncertainty of 10%. The RS error bar corresponds to a 3% uncertainty. The purple shading indicates the observed MB and RMS deviation when comparing SP and RS retrievals, from Fig. 4.

the three ASIVA PWV time series one can gauge which profile is most appropriate to represent the atmospheric humidity distribution state. This “best solution” approach would result in the medium altitude PWV time series being selected in Figs. 7a, 7b, and 7d, and the low altitude PWV time series in Fig. 7c. This outcome corresponds to the solution circled “2” in Fig. 3a.

310 On less cloudy days in which a longer AERONET dataset is available, it is possible to get more information than just the PWV by combining AERONET and ASIVA retrievals. Because the ASIVA synthetic 3-profile method relies on a fixed altitude for each humidity distribution, one can infer the effective median altitude of the humidity distribution by comparing the time series from the two instruments. For instance, in Fig. 7b the AERONET PWV time series is consistently above ASIVA’s medium altitude profile, and both series show a similar temporal trend and variability. If the ASIVA retrievals were to match
315 AERONET, we would need to use a synthetic profile with a slightly more elevated median for the humidity distribution than the one in the medium altitude profile (cf. Fig. 2). Thus, provided that both the temporal trend and variability from the two series can be considered equivalent, the PWV distance between them can be seen as a proxy for the effective median humidity distribution along the vertical. Notice in Fig. 7b that both the medium and high altitude ASIVA profiles (green and blue curves) are within the nominal AERONET uncertainty interval and the expected RMS deviation when comparing AERONET
320 to radiosondes (Fig. 4).

Figure 7c shows an example of wintertime AERONET PWV retrievals close to, but consistently above the ASIVA results in the low altitude profile, with few AERONET retrievals between $\sim 15:00-17:00$ UTC. This corresponds to a median humidity distribution altitude slightly above the one shown for the low altitude profile in Fig. 2. In Fig. 7a notice that AERONET retrievals are situated between ASIVA’s low and medium altitude time series from $\sim 09:00-15:00$ UTC ($\sim 06:00-12:00$ LT),
325 with a descending temporal trend in the PWV, and then shift to roughly match ASIVA’s medium altitude time series in the afternoon, with an increasing trend. This is consistent with an increased afternoon convective activity on that summer day, which typically involves moisture convergence over the site. The uncertainty bands around AERONET retrievals are mostly coherent with the medium altitude ASIVA time series.

In contrast, the very stable and dry winter day shown in Fig. 7d shows AERONET and the medium altitude ASIVA time series matching during most of the day. ASIVA was operated at a high frequency of acquisition, of about one image every 3 min.
330 After about 18:00 UTC only three AERONET PWV retrievals were possible due to increased cloud cover. AERONET results show little variation in the retrieved PWV, with a range only slightly above 1.0 mm from about 11:00-19:00 UTC (08:00-16:00 LT). Due to the stable atmospheric conditions on this day, we take the AERONET results as a reference between 12:00-14:00 UTC to be compared to ASIVA results. The average of 35 ASIVA medium altitude retrievals was 12.01 mm, about 2.8% below
335 the AERONET average PWV of 12.35 mm (10 retrievals). For this same time period, ASIVA’s precision was estimated as the sample standard deviation of 0.23 mm, or approximately 1.9% of the average ASIVA PWV. These considerations on a proxy to estimate an effective humidity median altitude correspond to the solution type circled “3” in Fig. 3a.

Now we turn the analysis to the particular case when a radiosonde profile is available for the specific day under consideration. In general, using a radiosonde profile will result in a better fit to the measured L_λ than resorting to average or synthetic profiles
340 (cf. Fig. 5). However, the comparison between radiosonde and AERONET results can be significantly noisy for some days

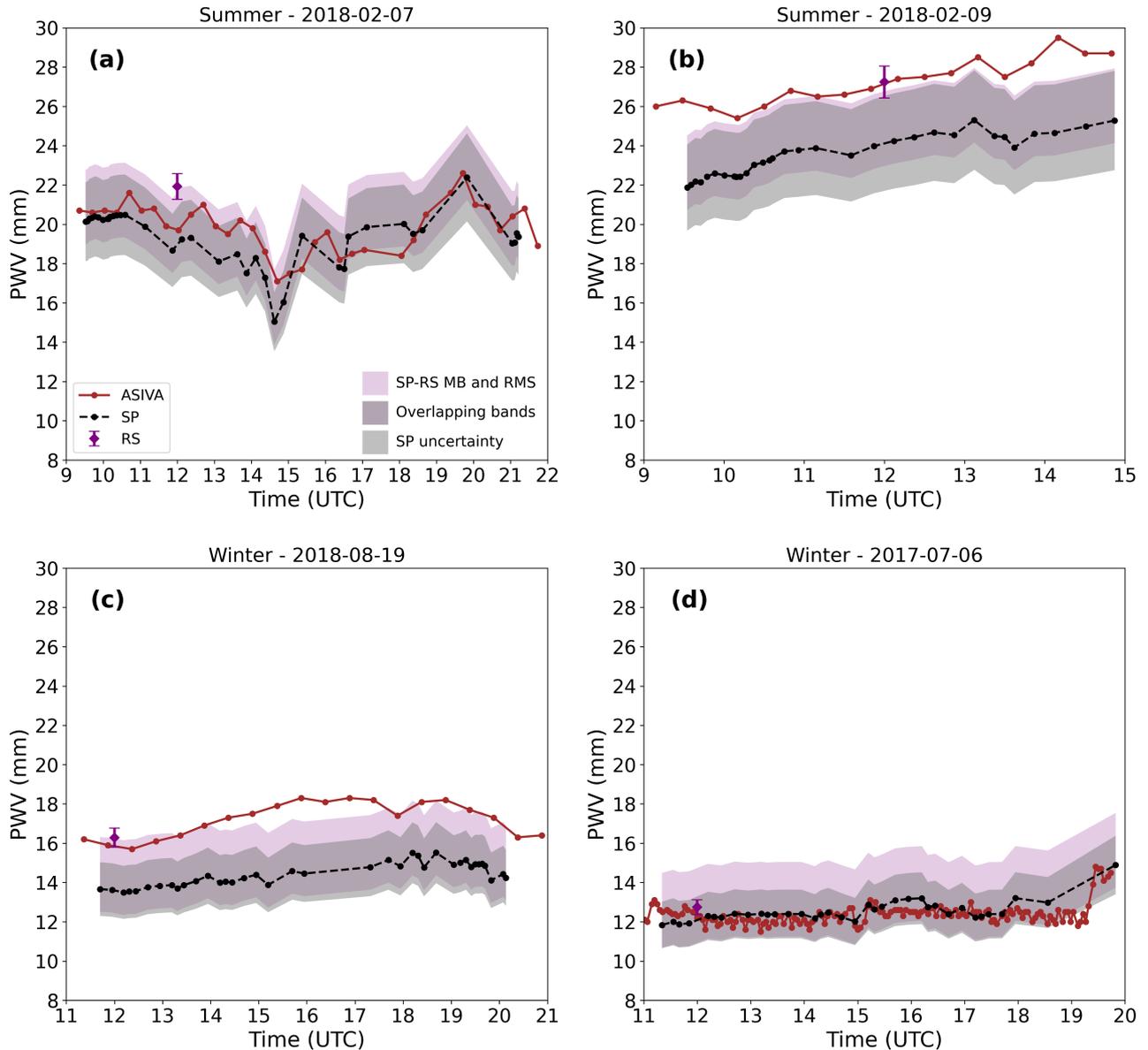


Figure 8. Examples of ASIVA PWV retrieval time series (brown) using specific 09:00 LT (12:00 UTC) radiosonde profiles for each case, compared to AERONET (black) and radiosonde (purple) for two summer days: (a) 2018-02-07 and (b) 2018-02-09, and two winter days: (c) 2018-08-19 and (d) 2017-07-06. Shaded bands and radiosonde error bars as in Fig. 7.

(Fig. 4). The measured L_{λ}^m vs. airmass envelopes were compared to the LUT with simulated $L_{\lambda}^{c,p}$, calculated using the specific radiosonde data for the days we studied. Figure 8 shows the AERONET and ASIVA radiosonde PWV retrievals for the same cases shown in Fig. 7. For the summer and winter days in Figs. 8a and 8d there is a close agreement between ASIVA and

AERONET time series, including temporal trends in each day. Differences in the retrieved PWV are within about 2.0 mm in
345 Fig. 8a, and 1.0 mm in Fig. 8d, and they sit within the expected AERONET uncertainty range.

Figure 8b shows the ASIVA PWV time series is consistently higher than AERONET, but with similar temporal trends and
variability. In particular, notice the radiosonde PWV is compatible with an interpolation of ASIVA retrievals around 12:00
UTC, within the 3% radiosonde uncertainty, which is not always the case (e.g. Fig. 8a). Among the four days presented in
Fig. 8, this is the case with water vapor distributed higher in the atmosphere, and also higher PWV. In the summer, like in
350 this particular case, there is considerably more scattering when comparing radiosondes to AERONET retrievals, as discussed
in Fig. 4. Therefore, a larger spread between these results is expected in this case and in the ASIVA time series, since it is
derived from the radiosonde data. In this context, we consider the ASIVA retrievals in Fig. 8b to be adequate w.r.t. AERONET,
regardless of the gap between the two time series.

Figure 8c shows apparently the larger discrepancy between ASIVA and AERONET time series in the Fig. 8 examples. There
355 is coherence between the two series in the early morning ($\sim 11:00-13:00$ UTC) and in the afternoon ($\sim 18:00-20:00$ UTC) in
the sense that both show temporal variations in the same direction. There are no AERONET data between $\sim 16:00-17:30$ UTC.
The core of the disparities occurs between about $\sim 13:00-16:00$ UTC when the ASIVA series shows a higher positive slope in
the increasing PWV than AERONET. This case in particular corresponds to an extreme winter condition in the radiosonde vs.
AERONET comparison in Fig. 4, i.e. the matching point sits at the very edge of the data cloud. The largest PWV discrepancy
360 between the two series at $\sim 16:00$ UTC is about the same size as the differences discussed in Fig. 8b. The ASIVA PWV
around 12:00 UTC is compatible with the radiosonde data point within the 3% uncertainty range. The retrieved ASIVA PWV
time series in Fig. 8b is very similar to the solution using the medium altitude synthetic profile (green curve in Fig. 7c). The
conclusion here is that there are inherent discrepancies between the source radiosonde data and the AERONET PWV retrieval
for this particular complex case. Hence the radiosonde-derived ASIVA series will also show differences from the AERONET
365 results. Such differences, however, are still under the variations that can be expected statistically. The ASIVA retrieval results
discussed in Fig. 8, based on radiosonde profile data, correspond to the solution circled “4” in Fig. 3b.

Table 2 shows a summary of PWV statistics for ASIVA, sunphotometer, and radiosonde retrievals, for the cases analyzed
in Figs. 7 and 8. Although the PWV can vary along the day, Table 2 shows the daytime number of samples, average, and
sample standard deviation for the three instruments, for the sake of comparison. The ASIVA can operate at a higher frequency
370 than AERONET, as exemplified in Figs. 7d and 8d, with 152 daytime retrievals. The PWV sample standard deviations behave
similarly when comparing ASIVA and AERONET. A day with larger PWV variations (Figs. 7a and 8a) shows the AERONET
standard deviation of 1.4 mm, while the ASIVA retrieval strategies varied between 1.1 and 1.7 mm. When smaller PWV
variations were observed (Figs. 7d and 8d), the AERONET standard deviation was 0.5 mm while ASIVA showed 0.4 to 0.7
mm. Differences between the daytime average PWV retrieved by ASIVA and either AERONET or radiosondes are generally
375 within a few millimeters. In particular, for the cases under analysis the ASIVA retrieval method using the radiosonde humidity
profile discussed in Fig. 8 (RS F8 in Table 2) showed smaller absolute biases w.r.t. the radiosonde PWV, ranging from -2.1 to
+0.9 mm, than the AERONET biases, which varied from -3.7 to -0.2 mm. However, since only the single available daytime

Table 2. ASIVA, sunphotometer, and radiosonde PWV retrieval statistics for the cases shown in Figs. 7 and 8.

| Figs. 7/8 | | a | b | c | d |
|--|-------|------------|------------|------------|------------|
| Date | | 2018-02-07 | 2018-02-09 | 2018-08-19 | 2017-07-06 |
| Number of daytime measurements | | | | | |
| ASIVA | | 36 | 18 | 20 | 152 |
| Sunphotometer (SP) | | 38 | 32 | 38 | 36 |
| Radiosonde (RS) | | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Average daytime PWV (sample standard deviation), in mm | | | | | |
| ASIVA | SH F7 | 23.4 (1.7) | 26.2 (1.1) | 19.7 (1.2) | 14.0 (0.7) |
| | SM F7 | 20.6 (1.5) | 23.0 (1.0) | 17.4 (1.0) | 12.4 (0.6) |
| | SL F7 | 15.8 (1.1) | 17.6 (0.7) | 13.4 (0.8) | 9.6 (0.4) |
| | RS F8 | 19.9 (1.2) | 27.2 (1.1) | 17.2 (0.9) | 12.4 (0.6) |
| SP | | 19.4 (1.4) | 23.5 (1.0) | 14.4 (0.6) | 12.5 (0.5) |
| RS | | 21.9 | 27.2 | 16.3 | 12.7 |
| Average bias: Instrument PWV - Reference PWV, in mm | | | | | |
| ASIVA - SP | SH F7 | 4.0 | 2.6 | 5.3 | 1.4 |
| | SM F7 | 1.3 | -0.5 | 3.0 | -0.1 |
| | SL F7 | -3.6 | -5.9 | -1.0 | -2.9 |
| | RS F8 | 0.5 | 3.7 | 2.8 | -0.1 |
| ASIVA - RS | SH F7 | 1.4 | -1.1 | 3.4 | 1.2 |
| | SM F7 | -1.3 | -4.2 | 1.1 | -0.3 |
| | SL F7 | -6.2 | -9.7 | -2.9 | -3.1 |
| | RS F8 | -2.1 | 0.0 | 0.9 | -0.4 |
| SP - RS | | -2.6 | -3.7 | -1.9 | -0.2 |

SH F7, SM F7, SL F7 refer to the ASIVA retrievals in Fig. 7 using the synthetic high, medium, and low altitude profiles, respectively. RS F8 is the ASIVA retrieval using the radiosonde profile in Fig. 8.

radiosonde profile was used in Fig. 8 ASIVA retrievals, this result is contingent on the atmospheric profile remaining relatively stable throughout the day, and more statistics are necessary to study these results in greater detail.

380 3.4 PWV sky mapping and azimuthal dependence

According to the method described in Sect. 2.6, if the vertical humidity profile is available, the PWV can be retrieved for each pixel of a sky image (“5” in Fig. 3b) and this PWV sky mapping can be used to study the PWV azimuthal dependence (“6” in Fig. 3b). Figure 9a shows the PWV sky mapping for the same ASIVA measurement presented in Fig. 1. The PWV retrieval was made between airmasses 1.0 and 2.0, so the region close to the horizon (airmass > 2.0) was excluded from the analysis and is shown in white color. The other white regions in the image are excluded pixels that represent clouds, the sun, or nearby

385

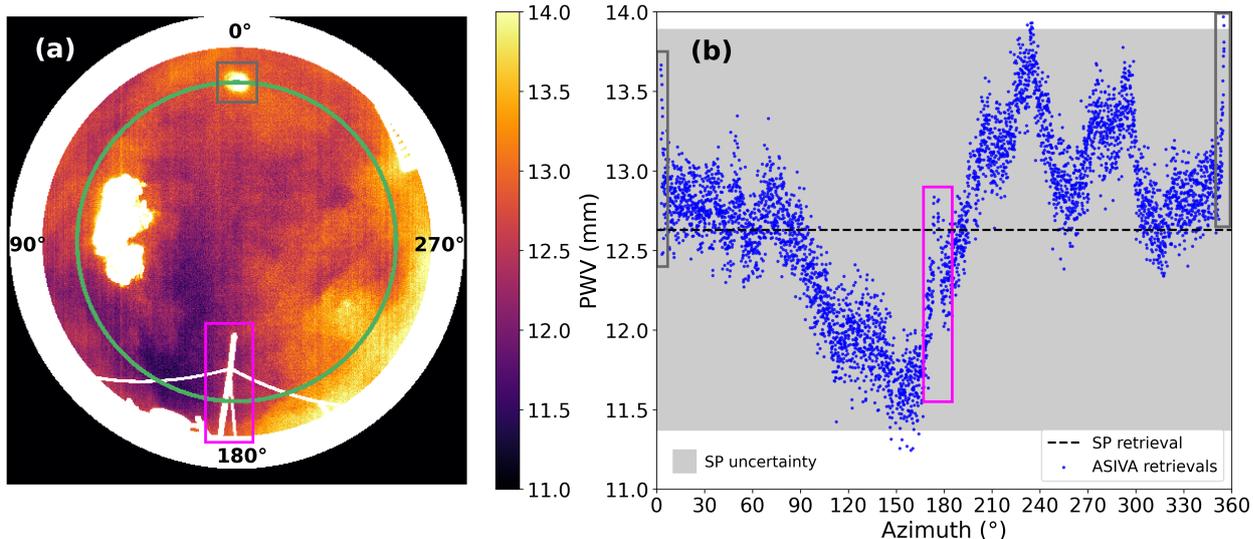


Figure 9. (a) PWV sky mapping corresponding to Fig. 1 measurements on 2017-07-06 at 15:17 UTC (12:17 LT). Masked-out pixels are shown in white. The green line indicates an airmass of 1.45 ± 0.02 . The solar disc and a nearby structure are highlighted as gray and magenta rectangles, respectively; (b) PWV vs. true north azimuth along the green line in (a). The temporally matched sunphotometer (SP) PWV retrieval is shown as a horizontal dashed line. The shaded area corresponds to the SP uncertainty. Gray and magenta rectangles identify data gaps or ASIVA PWV retrievals influenced by the structures identified in (a).

structures in the camera's field of view. Figure 9b shows the PWV vs. true north azimuth for pixels within airmass 1.45 ± 0.02 (represented as the green circle in Fig. 9a), compared to the equivalent AERONET result. This airmass was used due to the corresponding solar position, which is used by the AERONET retrieval. The original L_λ was acquired at 12:17 LT, close to the solar noon when the solar disc is in its northernmost daily position, consistent with the sun's spot at azimuths $356.0-3.0^\circ$.
 390 The sun position in the upper central region of Fig. 9a (gray rectangle) and a structure in the lower central region (magenta rectangle) can be used as azimuth references, as they intersect the green line in Fig. 9a and show up as data gaps in Fig. 9b or PWV retrievals that need to be excluded due to the influence of such structures.

At airmass 1.45, the PWV presents a minimum of around 11.5 mm in the azimuth range of $150-170^\circ$ (dark sector in lower left Fig. 9a) and a maximum of around 13.8 mm in the azimuth $230-240^\circ$ (light sector in lower right Fig. 9a). In the region
 395 adjacent to the sun (azimuth ranges $3-30^\circ$ and $330-356^\circ$) the ASIVA retrieved PWV presents an average value around 12.8 mm, similar to the AERONET retrieval of 12.63 mm, shown as the dashed black line in Fig 9b. Virtually all the ASIVA PWV values are compatible with the AERONET PWV retrieval within the 10% uncertainty interval, represented as the gray shaded area in Fig. 9b.

4 Discussion

400 The six products described in this work can be used to study PWV and its temporal and spatial variations depending on how well the atmospheric profile over the site is known. When no radiosonde data is available for a specific day, but there is information on the typical atmospheric profile, or synthetic profiles, the retrievals exemplified in Fig. 7 can be used to learn about the diurnal PWV variability. If there is a parallel method to derive the PWV, such as with AERONET sunphotometers, the technique can provide an approximation for the vertical distribution of water vapor and its variations, by pinpointing which
405 synthetic profile is a better fit for the measured L_λ . Linear interpolation can be further used to derive intermediate vertical vapor distribution profiles in cases such as Fig. 7a. By gaining information on the vertical distribution of water vapor, the technique can potentially be applied in studies involving PWV assessments at high temporal resolution, and the initiation of convection (Benevides et al., 2015).

If radiosonde data is available, in Sao Paulo and in many other places this typically means two daily soundings. Atmospheric
410 profiles from these data can be used in LUTs to derive the PWV time series exemplified in Fig. 8 and the sky mapping product shown in Fig. 9. In this way, the method described in this work can be applied to derive spatial-temporal analyses of the PWV, from the retrieved time series and water vapor azimuthal variations.

Using ASIVA to determine PWV has some advantages over currently available methods. The AERONET sunphotometers need a direct line of sight toward the sun to perform radiance measurements. Therefore they can only derive daytime products,
415 under cloudless conditions. The ASIVA approach, on the other hand, allows measurements at any time of the day, and when the sky is partly cloudy, provided that the lower envelope of the L_λ vs. airmass graph can be observed. Sky mapping of the PWV under cloudier conditions may be used to investigate the twilight zone between clouds and aerosols, as a function of the distance to the nearest cloud (Eytan et al., 2020). An advantage over the radiosonde technique is the possibility of acquiring data every few minutes since the only limiting factor is the time needed for imaging the sky, the reference blackbody, and the
420 subsequent processing time of the files.

In the future, in order to improve the method described here, it would be ideal to operate the ASIVA instrument alongside radiosondes launched from a nearby location, with a higher temporal frequency. Another alternative way to monitor the water vapor vertical profile that can be used in association with ASIVA to perfect the method is a Lidar system capable of measuring the water vapor Raman scattering signal (Dionisi et al., 2015; Labzovskii et al., 2018). In theory, it would also be possible
425 to use the other ASIVA channels and take advantage of the different atmospheric transmittance in different wavelengths. A channel in a wavelength range where the atmosphere is more transparent would be more sensitive to radiation emitted by water vapor furthest from the ground. Using this extra information it could be possible to solve the vertical water vapor profile and the PWV column simultaneously. However, so far the signal-to-noise ratio in other ASIVA channels has proven insufficient for this method to be applied, and further research is needed.

430 5 Conclusions

This work analyzed IR imagery produced by the ASIVA sky camera to measure the downwelling radiance at 10-12 μm , L_λ . By comparing measurements to L_λ simulations, we discussed a method for retrieving the atmospheric PWV column and PWV maps. The results showed that the L_λ measurements are strongly sensitive both to the integrated PWV and the vertical distribution of water vapor in the atmosphere. From our analyses, we showed that a key factor is the relative vertical distribution of water vapor, i.e., how close to the surface the bulk of the water vapor radiative emission occurs. If such a typical relative distribution of water vapor is known a priori from the climatology of the sampling location, the method discussed here can be used to derive the PWV. If complementary radiosonde profiles are available, the proposed method can retrieve PWV time series that in general show adequate agreement with independent AERONET retrievals and can also generate PWV maps that are not possible with other current techniques. In one study case, under very stable atmospheric conditions, we showed the precision of consecutive retrievals to be about 1.9%, with an average PWV of 12.01 mm about 2.8% below the AERONET estimate. For comparison, radiosondes at the sampling site in Sao Paulo have shown (Fig. 4) a positive bias towards AERONET retrievals corresponding to about 6.3% (0.75 mm), and an RMS deviation of 15.8% (1.9 mm), both considering a reference PWV of 12.0 mm. Daytime ASIVA PWV averages and standard deviations are compatible with AERONET and radiosonde retrievals within a few millimeters (Table 2). Full validation of the technique will require extensive testing under a variety of environmental conditions and site locations to ascertain its usefulness and reliability.

The method can be applied at any time of the day, with a repeatability of a few minutes, and under partially cloudy conditions. We hypothesize that by using sky imagery acquired at other IR wavelengths it can be possible to simultaneously retrieve the PWV and the vertical distribution of humidity in the atmosphere, independently from ancillary instrumentation. These results can be useful to applications seeking to study the role of spatial-temporal transformations of water vapor in the atmosphere, especially in time-sensitive processes such as the initiation of convection.

Data availability. The sky imager data presented in this study are available on request from the corresponding author. Publicly available datasets were also analyzed and can be found on NASA's AERONET page at: https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/data_display_aod_v3?site=Sao_Paulo&nachal=0&year=YYYY&aero_water=1&level=3&if_day=0&if_err=0&place_code=10&year_or_month=1, accessed on 29 August 2022 12:00 UTC, where YYYY is the year of interest, and at the University of Wyoming atmospheric sounding page at: <https://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=samer&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=YYYY&MONTH=MM&FROM=DD12&TO=DD12&STNM=83779>, accessed on 29 August 2022 12:00 UTC, where YYYY, MM, and DD are the year, month, and day of interest.

Author contributions. Conceptualization, A.L.C. and T.P.; methodology, T.P., E.D.H., H.M.J.B., and D.I.K.; formal analysis, E.D.H., D.I.K., and T.P.; investigation, E.D.H.; data curation, E.D.H. and T.P.; writing - original draft preparation, A.L.C., E.D.H., and T.P.; writing - review and editing, A.L.C., E.D.H., H.M.J.B., T.P., M.A.Y., and D.I.K.; supervision, A.L.C. and M.A.Y.; project administration, A.L.C., M.A.Y., and T.P.; All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Competing interests. DIK is a co-founder of Solmirus, which funded the APC. The remaining authors declare no conflicts of interest.

Acknowledgements. E.D.H. acknowledges the scholarship grant 88882.332903/2019-01 provided by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES). We thank Fernando Gonçalves Morais and Fabio de Oliveira Jorge for general technical assistance with the instrumentation used in this work. We thank the NASA AERONET team and the Department of Atmospheric Science at
465 the University of Wyoming for the public datasets used in this study.

References

- Adams, D. K., Fernandes, R. M. S., Kursinski, E. R., Maia, J. M., Sapucci, L. F., Machado, L. A. T., Vitorello, I., Monico, J. F. G., Holub, K. L., Gutman, S. I., Filizola, N., and Bennett, R. A.: A dense GNSS meteorological network for observing deep convection in the Amazon, *Atmospheric Science Letters*, 12, 207–212, <https://doi.org/10.1002/asl.312>, 2011.
- 470 Adams, D. K., Gutman, S. I., Holub, K. L., and Pereira, D. S.: GNSS observations of deep convective time scales in the Amazon, *Geophysical Research Letters*, 40, 2818–2823, <https://doi.org/10.1002/grl.50573>, 2013.
- Anderson, G. P., Clough, S. A., Kneizys, F. X., Chetwynd, J. H., and Shettle, E. P.: AFGL atmospheric constituent profiles (0–120 km), Tech. Rep. AFGL-TR-86-0110, Tech. rep., Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Bedford, Mass., <https://www.osti.gov/biblio/6862535>, <https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/ADA175173.pdf>, 1986.
- 475 Benevides, P., Catalao, J., and Miranda, P. M. A.: On the inclusion of GPS precipitable water vapour in the nowcasting of rainfall, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15, 2605–2616, <https://doi.org/10.5194/nhess-15-2605-2015>, 2015.
- Castro-Almazán, J. A., Pérez-Jordán, G., and Muñoz-Tuñón, C.: A semiempirical error estimation technique for PWV derived from atmospheric radiosonde data, *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, 4759–4781, <https://doi.org/10.5194/amt-9-4759-2016>, 2016.
- Dionisi, D., Keckhut, P., Courcoux, Y., Hauchecorne, A., Porteneuve, J., Baray, J. L., Leclair de Bellevue, J., Vèrèmes, H., Gabarrot, F.,
480 Payen, G., Decoupes, R., and Cammas, J. P.: Water vapor observations up to the lower stratosphere through the Raman lidar during the Maïdo Lidar Calibration Campaign, *Atmospheric Measurement Techniques*, 8, 1425–1445, <https://doi.org/10.5194/amt-8-1425-2015>, 2015.
- Emde, C., Buras-Schnell, R., Kylling, A., Mayer, B., Gasteiger, J., Hamann, U., Kylling, J., Richter, B., Pause, C., Dowling, T., and Bugliaro, L.: The libRadtran software package for radiative transfer calculations (version 2.0.1), *Geoscientific Model Development*, 9, 1647–1672,
485 <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1647-2016>, 2016.
- Eytan, E., Koren, I., Altaratz, O., Kostinski, A. B., and Ronen, A.: Longwave radiative effect of the cloud twilight zone, *Nature Geoscience*, 13, 669–673, <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0636-8>, 2020.
- Gong, Y., Liu, Z., and Foster, J. H.: Evaluating the Accuracy of Satellite-Based Microwave Radiometer PWV Products Using Shipborne GNSS Observations Across the Pacific Ocean, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 60, 1–10,
490 <https://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3129001>, 2022.
- Hartmann, D. L.: *Global physical climatology*, Elsevier, Amsterdam Boston Heidelberg London New York Oxford Paris San Diego San Francisco Singapore Sydney Tokyo, second edition edn., 2016.
- Holben, B., Eck, T., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A.: AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, *Remote Sensing of Environment*, 66, 1–16, [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00031-5), 1998.
- 495 Holloway, C. E. and Neelin, J. D.: Moisture Vertical Structure, Column Water Vapor, and Tropical Deep Convection, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66, 1665–1683, <https://doi.org/10.1175/2008JAS2806.1>, 2009.
- Holloway, C. E. and Neelin, J. D.: Temporal Relations of Column Water Vapor and Tropical Precipitation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67, 1091–1105, <https://doi.org/10.1175/2009JAS3284.1>, 2010.
- 500 Kelsey, V., Riley, S., and Minschwaner, K.: Atmospheric precipitable water vapor and its correlation with clear-sky infrared temperature observations, *Atmospheric Measurement Techniques*, 15, 1563–1576, <https://doi.org/10.5194/amt-15-1563-2022>, 2022.

- Klebe, D. I., Blatherwick, R. D., and Morris, V. R.: Ground-based all-sky mid-infrared and visible imagery for purposes of characterizing cloud properties, *Atmospheric Measurement Techniques*, 7, 637–645, <https://doi.org/10.5194/amt-7-637-2014>, 2014.
- 505 Labzovskii, L. D., Papayannis, A., Biniotoglou, I., Banks, R. F., Baldasano, J. M., Toanca, F., Tzani, C. G., and Christodoulakis, J.: Relative humidity vertical profiling using lidar-based synergistic methods in the framework of the Hygra-CD campaign, *Annales Geophysicae*, 36, 213–229, <https://doi.org/10.5194/angeo-36-213-2018>, 2018.
- Mayer, B. and Kylling, A.: Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 1855–1877, <https://doi.org/10.5194/acp-5-1855-2005>, 2005.
- 510 Pérez-Ramírez, D., Whiteman, D. N., Smirnov, A., Lyamani, H., Holben, B. N., Pinker, R., Andrade, M., and Alados-Arboledas, L.: Evaluation of AERONET precipitable water vapor versus microwave radiometry, GPS, and radiosondes at ARM sites, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 9596–9613, <https://doi.org/10.1002/2014JD021730>, 2014.
- Renju, R., Suresh Raju, C., Mathew, N., Antony, T., and Krishna Moorthy, K.: Microwave radiometer observations of interannual water vapor variability and vertical structure over a tropical station, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 4585–4599, <https://doi.org/10.1002/2014JD022838>, 2015.
- 515 Salby, M. L.: Fundamentals of atmospheric physics, no. v. 61 in International geophysics series, Academic Press, San Diego, 1996.
- Schmit, T. J., Li, J., Lee, S. J., Li, Z., Dworak, R., Lee, Y., Bowlan, M., Gerth, J., Martin, G. D., Straka, W., Baggett, K. C., and Crouce, L.: Legacy Atmospheric Profiles and Derived Products From GOES-16: Validation and Applications, *Earth and Space Science*, 6, 1730–1748, <https://doi.org/10.1029/2019EA000729>, 2019.
- 520 Seemann, S. W., Li, J., Menzel, W. P., and Gumley, L. E.: Operational Retrieval of Atmospheric Temperature, Moisture, and Ozone from MODIS Infrared Radiances, *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1072–1091, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1072:OROATM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1072:OROATM>2.0.CO;2), 2003.
- Smirnov, A., Holben, B., Eck, T., Dubovik, O., and Slutsker, I.: Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database, *Remote Sensing of Environment*, 73, 337–349, [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(00\)00109-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00109-7), 2000.