Universidade de São Paulo
Instituto de Física

**Estudo do ciclo horário de propriedades
microfísicas de nuvens na Bacia Amazônica
utilizando medidas efetuadas pelo satélite GOES 13**

André Cezar Pugliesi da Silva

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Lima
Correia

Dissertação de mestrado apresentada ao
Instituto de Física como requisito parcial
para a obtenção do título de Mestre em
Ciências.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Alexandre Lima Correia (IF - USP)
Profa. Dra. Márcia Akemi Yamasoe (IAG - USP)
Prof. Dr. Theotonio Mendes Pauliquevis Júnior (UNIFESP)

São Paulo
2018

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

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

Silva, André Cezar Pugliesi da

Estudo do ciclo horário de propriedades microfísicas de nuvens na Bacia Amazônica utilizando medidas efetuadas pelo satélite GOES 13. São Paulo, 2018.

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

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Lima Correia.
Área de Concentração: Física Atmosférica.

Unitermos: 1. Sensoriamento remoto; 2. Microfísica de nuvens;
3. Física atmosférica (Amazônia); 4. Aerossol; 5. Ciclo horário.

USP/IF/SBI-080/2018

University of São Paulo
Institute of Physics

**Study of the temporal cycle of cloud microphysical
properties in the Amazon Basin using GOES 13
satellite measurements**

André Cezar Pugliesi da Silva

Academic supervisor: Prof. Alexandre
Lima Correia

Master's Dissertation presented to the
Institute of Physics for the title of Master of
Science.

Examining board:

Prof. Dr. Alexandre Lima Correia (IF - USP)
Profa. Dra. Márcia Akemi Yamasoe (IAG - USP)
Prof. Dr. Theotonio Mendes Pauliquevis Júnior (UNIFESP)

São Paulo
2018

Aos meus pais, por acreditarem que sou capaz e por sempre me fornecerem suporte e apoio para que eu continue a estudar e a seguir meus objetivos.

Às minhas irmãs, Michelli e Suellen.

À Maria Rosângela, minha namorada e futura esposa, por compreender minha falta em vários momentos e por sempre me incentivar a continuar em frente na realização de meus sonhos e aspirações.

Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Alexandre Lima Correia, por sempre ser prestativo e atencioso, por confiar na minha capacidade e aceitar ser meu orientador, auxiliando-me grandemente no meu crescimento científico e intelectual.

Ao Prof. Dr. Theotonio Pauliquevis, sempre disposto a fornecer dicas e opiniões a respeito desta e de outras pesquisas realizadas pelos colegas.

Ao Prof. Dr. Vito Roberto Vanin, pelo conhecimento repassado e fornecimento de material valiosíssimo acerca de análise estatística de dados em física experimental.

À Profa. Dra. Márcia Akemi Yamasoe, pelos ensinamentos e materiais fornecidos durante o curso de Radiação Atmosférica, os quais contribuíram enormemente para a elaboração desta dissertação.

À Dra. Elisa Thome Sena, ex-colega de sala, pelas conversas, ajuda e dicas que muito colaboraram para a minha formação e para a organização deste trabalho.

Ao colega Lucas Cornetta, monitor da disciplina Eletromagnetismo 1 na graduação e da disciplina Mecânica Quântica 1 na pós-graduação, pelo auxílio, pela atenção e pelas excelentes explicações e dicas “pré-prova”.

Aos amigos do IAG e do IFUSP: Elion Hack, Rafael Escudeiro, Sara Ribeiro Martins, Bianca Mendonça, Thales Borrelly, Marcel, Eduardo Marcos de Jesus, José Leandro Campos e muitos outros, pela convivência diária e momentos de descontração vividos no bandeirão e nos corredores do Instituto de Física.

Aos amigos e colegas de sala: Diego Alves Gouveia (ajuda com o *Matlab*) Alex Sandro (enorme auxílio com *Linux* e *Python*), Marina Mendonça, André Burger, Danilo, Marco, Djacinto e Janaína, pelas conversas e discussões sobre os diferentes temas e também pelas horas de descontração.

Ao Instituto de Física da USP, pela oportunidade de realização do curso de mestrado e pelo auxílio financeiro concedido para a minha participação no congresso da NOAA, realizado em 2017 em Boulder, no Estados Unidos.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado, essencial para a realização desta pesquisa.

A todos que contribuíram tecnicamente e emocionalmente para que eu chegasse à conclusão desta dissertação, e que não são aqui citados por mera falta de espaço, meus sinceros agradecimentos.

André Cezar Pugliesi da Silva

Agosto de 2018

“Se seus sonhos estiverem nas nuvens, não se preocupe, pois eles estão no lugar certo; agora construa os alicerces.”

(Autor desconhecido)

Resumo

Pugliesi Silva, A. C.; **Estudo do ciclo horário de propriedades microfísicas de nuvens na Bacia Amazônica utilizando medidas efetuadas pelo satélite GOES 13**. 2018. 175 f. Dissertação de Mestrado – Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.

Nuvens desempenham um papel fundamental no balanço radiativo terrestre, e o conhecimento de suas propriedades micro e microfísicas é importante para o estudo do clima global. O desenvolvimento convectivo de nuvens está intimamente relacionado ao comportamento microfísico de seus hidrometeoros, os quais são influenciados pela variação nas concentrações de aerossóis disponíveis na atmosfera. Este trabalho utiliza o sensoriamento remoto por satélites para analisar a evolução diurna de propriedades ópticas de hidrometeoros de nuvens sobre a Amazônia. Para tanto, medidas de radiância efetuadas pelos canais 1, 2 e 4 do satélite geoestacionário GOES 13 para os anos de 2012, 2013, 2014 e 2015 foram aliadas a códigos computacionais de transferência radiativa visando a obtenção de estimativas de raios efetivos de gotas e partículas de gelo em nuvens convectivas. A variação temporal de parâmetros microfísicos ao longo do dia foi analisada durante as estações seca e úmida em dois locais prístinos e outros dois locais significativamente atingidos pela fumaça de queimadas na Amazônia. A profundidade óptica de aerossóis (τ_a em 550 nm) variou de 0,1 a 0,2 na maior parte do ano (estação úmida) sobre todos os locais. Na estação seca nos sítios prístinos observou-se um τ_a em torno de 0,5 unidades, e de cerca de 0,8 nos sítios degradados. Os resultados mostram que para todos os locais analisados há 32% mais pixels de nuvens durante a estação úmida do que na seca. As distribuições relativas de refletâncias em 0,63 μm e da temperatura de brilho em 11 μm indicam que em todos os sítios e épocas do ano há predominância de nuvens menos espessas e mais quentes sobre a Amazônia. A análise da refletância em 3,90 μm indicou que nos quatro locais ocorre uma redução do raio efetivo de hidrometeoros de nuvens quentes na estação seca em relação à estação úmida. A distribuição de raios efetivos é bimodal para todos os sítios e estações analisados, sendo a variação diurna dessa distribuição consistente com processos de desenvolvimento vertical de nuvens e crescimento de hidrometeoros. Esse mecanismo ocorre de maneira distinta em locais mais e menos poluídos, sendo que para regiões mais poluídas e desmatadas o desenvolvimento vertical de tamanhos de partículas na época seca se dá de maneira mais lenta do que na úmida. Para as áreas mais atingidas pela pluma de fumaça durante a estação seca os raios efetivos de gotas/cristais de gelo com temperatura de brilho maior que -20°C praticamente não mudam, sofrendo uma variação máxima de 2 μm num período de 2 horas. Para o mesmo intervalo de temperaturas e de tempo a estação seca em ambientes mais limpos apresenta uma variação de até 6 μm nos raios efetivos das partículas. Esse resultado é parcialmente compatível com modelos conceituais que procuram explicar efeitos microfísicos de aerossóis sobre o tamanho de hidrometeoros em nuvens. O atraso no crescimento vertical de hidrometeoros é mais pronunciado perto do meio dia solar e em locais onde as concentrações de aerossóis provenientes de queimadas são maiores.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto; Microfísica de nuvens; Física atmosférica (Amazônia); Aerossol; Ciclo horário.

Abstract

Pugliesi Silva, A. C.; **Study of the temporal cycle of cloud microphysical properties in the Amazon Basin using GOES 13 satellite measurements**. 2018. 175 f. Masters Dissertation – Physics Institute, University of São Paulo, São Paulo, 2018.

Clouds play a key role in Earth's radiative balance. The knowledge of its micro and macrophysical properties is important for the study of global climate. The life cycle of convective clouds is closely related to the microphysics of its hydrometeors, which are influenced by many factors including variations in the concentration of atmospheric aerosols. This study uses remote sensing by a satellite to analyze the diurnal evolution of reflective properties of clouds over Amazon. Radiance measurements performed by channels 1, 2 and 4 of the imager instrument onboard GOES-13 geostationary satellite, from 2012 to 2015, were analyzed using radiative transfer and computational codes. This allowed deriving estimates of the effective radius of cloud droplets and ice particles in convective clouds. The temporal variation of microphysical parameters throughout the day was analyzed during the dry and wet seasons at two pristine sites and two other sites significantly affected by biomass burning smoke in the Amazon. The aerosol optical depth (τ_a at 550 nm) ranged from 0.1 to 0.2 for most of the year (wet season) over all sites. In the dry season at the pristine sites a τ_a of about 0.5 units was observed, while about 0.8 units were measured at the degraded sites. The results show that for all analyzed sites there were 32% more cloudy pixels during the wet season than in the dry season. The relative distribution of reflectance at 0.63 μm and the brightness temperature at 11 μm indicate that at all sites and times of the year there is a predominance of shallow warm clouds in the Amazon. The analysis of the reflectance at 3.90 μm indicated that at the four sites a reduction of the effective radius of hydrometeors in warm clouds occurs in the dry season in comparison to the wet season. The distribution of effective radius is bimodal for all sites and seasons. The diurnal variation of this bimodal distribution is consistent with processes of vertical cloud development and hydrometeor growth. This mechanism occurs differently in the pristine and degraded sites. At polluted and deforested regions the vertical development of particle sizes in the dry season occurs more slowly than in pristine ones. For the areas more affected by smoke plumes during the dry season the effective radius of drops/ice crystals of clouds with brightness temperature greater than -20°C show small changes with height, undergoing a maximum variation of 2 μm in 2 hours. For the same temperature range and time interval in the dry season, clouds in cleaner environments showed a variation up to 6 μm in the effective radius of particles. This result is partly compatible with conceptual models that seek to explain microphysical effects of aerosols on the size of hydrometeors. The vertical growth delay of hydrometeors is more pronounced near local solar noon and in places where the concentration of smoke aerosols is higher.

Keywords: Remote sensing; Cloud microphysics; Atmospheric physics (Amazon); Aerosol; Time cycle.

Sumário

Capítulo 1 – Introdução.....	10
1.1 – O balanço radiativo global.....	11
1.2 – Partículas de aerossol atmosférico.....	14
1.3 – Nuvens.....	16
1.4 – Interações entre aerossóis e nuvens.....	18
1.5 – A Região Amazônica.....	21
1.5.1 – Geografia e aspectos físicos.....	22
1.5.2 – Regime de chuvas e comportamento do vento em baixos níveis.....	23
1.5.3 – Desflorestamento e emissões de queimadas.....	26
Capítulo 2 – Objetivos.....	32
Capítulo 3 – Fundamentação Teórica.....	34
3.1 – Microfísica de nuvens.....	34
3.1.1 – Formação de gotas de nuvens.....	34
3.1.2 – Crescimento de gotas de nuvens.....	35
3.1.2.1 – Difusão de vapor.....	36
3.1.2.2 – Colisão e coalescência.....	37
3.1.3 – Formação de cristais de gelo.....	40
3.1.4 – Crescimento de cristais de gelo.....	41
3.2 - Radiação Atmosférica.....	43
3.2.1 – Grandezas radiométricas básicas.....	44
3.2.2 – Radiação de corpo negro.....	47
3.2.3 – Temperatura de brilho e refletância espectral.....	48
3.2.4 – Espalhamento de radiação por constituintes atmosféricos.....	50
3.2.4.1 – Espalhamento por gotas de nuvens.....	51
3.2.4.2 – Espalhamento por aerossóis de fumaça.....	52
3.2.5 – Profundidade óptica de nuvens e tamanhos de hidrometeoros.....	53
Capítulo 4 – Instrumentação e Metodologia Experimental.....	56
4.1 – O satélite GOES 13.....	56
4.1.1 – O sensor imageador do satélite.....	60
4.1.2 – Geometria de observação para satélites geoestacionários.....	62
4.2 – Metodologia.....	64
4.2.1 – Aquisição de imagens de radiância e determinação dos locais e do período de estudo.....	65

4.2.2 – Determinação das estações seca e chuvosa nos sites.....	68
4.2.3 – Forma de organização das imagens de radiância.....	76
4.2.4 – Obtenção de parâmetros microfísicos de interesse.....	77
4.2.4.1 – Refletâncias nos canais VIS e NIR.....	78
4.2.4.2 – Temperatura de alvos - canal IR.....	82
4.2.4.3 – Identificação dos pixels preenchidos por nuvens.....	83
4.2.4.4 – Inversão de raios efetivos de partículas presentes em nuvens.....	88
Capítulo 5 – Resultados.....	92
5.1 – Nuvens nos sítios PR e AT.....	94
5.1.1 – Refletâncias nos canais 1 e 2.....	94
5.1.2 – Temperatura de brilho.....	102
5.1.3 – Tamanho das partículas.....	106
5.1.4 – Evolução temporal média das nuvens.....	111
5.1.4.1 – Estação Úmida.....	111
5.1.4.2 – Estação Seca.....	115
5.1.4.3 – Meses de Transição.....	118
5.2 – Nuvens nos sítios RB e AF.....	118
5.2.1 – Refletâncias nos canais 1 e 2.....	118
5.2.2 – Temperatura de brilho.....	126
5.2.3 – Tamanho das partículas.....	130
5.2.4 – Evolução temporal média das nuvens.....	134
5.2.4.1 – Estação Úmida.....	135
5.2.4.2 – Estação Seca.....	138
5.2.4.3 – Meses de Transição.....	141
5.3 – Comparação entre os grupos.....	141
Capítulo 6 – Conclusões e Perspectivas Futuras.....	146
Referências.....	148
Anexo 1.....	155
Apêndice A.....	158
Apêndice B.....	160
Apêndice C.....	165
Apêndice D.....	170

Capítulo 1 – Introdução

A vida existente no planeta Terra, bem como a regulação do clima terrestre e do ciclo hidrológico, depende principalmente da energia radiante proveniente do Sol. As evoluções temporal e espacial dos processos atmosféricos são governados pelas interações existentes entre essa energia e os constituintes da atmosfera, a qual é composta pelo ar atmosférico (porção gasosa seca), pelo vapor d'água (porção gasosa úmida) e por partículas sólidas e líquidas em suspensão, os chamados aerossóis atmosféricos. Cerca de 99% da atmosfera seca é formada por nitrogênio (N_2 , ~78%) e oxigênio (O_2 , ~21%), sendo a porção restante constituída por gases traço dentre os quais o argônio (Ar) representa 0,93% do total (Yamasoe & Corrêa, 2016).

O vapor d'água (H_2O) presente na atmosfera permite a redistribuição de energia (via calor latente) e o aquecimento do planeta por meio do efeito estufa natural, além de ser responsável pela precipitação de água doce. O volume de vapor d'água na atmosfera é muito variável, pois depende de fatores como pressão atmosférica, região do globo, circulação de ventos, dentre outros. Quando comparada ao volume de água líquida presente nos oceanos, a quantidade de vapor d'água na atmosfera é pequena. Além disso, a água líquida possui uma capacidade maior de armazenar energia, o que faz com que sua temperatura sofra uma variação muito menor daquela apresentada pela água gasosa na atmosfera. Isso faz com que os oceanos exerçam um papel importante no balanço radiativo terrestre (Calbó et al., 2005).

A porção de água no estado sólido presente no planeta é denominada *criosfera*, onde estão inclusas as regiões da superfície cobertas por gelo e neve, como as calotas polares presentes nos extremos sul e norte do globo terrestre, por exemplo. Esse sistema, devido a sua alta taxa de reflexão da radiação solar, aumenta o albedo (capacidade de refletir radiação) da superfície terrestre, também tendo assim uma participação relevante no balanço radiativo global.

A presença de nuvens na atmosfera igualmente exerce um papel fundamental no equacionamento da radiação global, pois as nuvens refletem, absorvem e emitem radiação em direção ao espaço e também à superfície. Quando comparadas ao volume de água nos oceanos e às porções de terra cobertas por gelo, as nuvens exercem esta influência numa curta escala de tempo, mas não por isso são menos importantes. Segundo o Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas

(*Intergovernmental Panel on Climate Change* ou IPCC, do inglês), as interações entre aerossóis e nuvens podem exercer impactos importantes sobre o clima, e constituem uma das grandes fontes de incertezas em modelos de previsão climática (IPCC, 2007).

Ao longo deste capítulo serão discutidas, de maneira um pouco mais detalhada, algumas respostas microfísicas de nuvens de acordo com diferentes concentrações de aerossóis atmosféricos. Dentro desse contexto será dada maior ênfase à descrição da região amazônica.

1.1 – O balanço radiativo global

O diagrama mostrado na Figura 1.1 (desenvolvido por Trenberth et al., 2009) ilustra de forma simplificada os mecanismos que fazem parte do balanço radiativo terrestre. De acordo com esse diagrama a quantidade de energia solar média (10 anos de dados) incidente sobre o planeta Terra por segundo e por unidade de área é de aproximadamente 340 W/m^2 . Desse total, cerca de 30% da radiação é refletida de volta ao espaço por partículas, gases, nuvens (77 W/m^2) e pela superfície terrestre (23 W/m^2), totalizando assim 100 W/m^2 refletidos. Da quantidade restante (240 W/m^2), aproximadamente 77 W/m^2 são absorvidos diretamente pela atmosfera e 163 W/m^2 pela superfície, aparentemente fechando o balanço radiativo global.

Os valores apresentados anteriormente correspondem, contudo, somente à radiação de ondas curtas (que fazem parte do chamado “espectro solar”), onde os comprimentos de onda (letra grega λ) vão de aproximadamente $0,3 \mu\text{m}$ a $4 \mu\text{m}$. A superfície terrestre, por sua vez, transfere uma grande parte da energia solar incidente para a atmosfera na forma de emissão de radiação de ondas longas, as quais têm comprimento de onda indo de $4 \mu\text{m}$ a $100 \mu\text{m}$ e pertencem ao chamado “espectro terrestre”.

As nuvens, partículas e gases na atmosfera refletem e emitem radiação de ondas longas para o espaço e de volta para a superfície terrestre, recomeçando assim o ciclo radiativo. Esse sistema complexo e ininterrupto de múltiplas reflexões, emissões e absorções de energia em diferentes comprimentos de onda é mantido em equilíbrio pois aproximadamente a mesma quantidade de radiação solar absorvida pelo sistema Terra atmosfera é irradiada de volta ao espaço em comprimentos de onda na região do infravermelho.

Figura 1.1: Diagrama ilustrando a equipartição de energia solar incidente sobre o sistema climático Terrestre (Trenberth et al., 2009).

O balanço radiativo pode ser perturbado por fatores naturais ou antrópicos. Dentre os fatores naturais estão incluídas as mudanças na órbita terrestre, as variações na intensidade de irradiância solar e as erupções vulcânicas. Com relação aos de origem antrópica, as variações na concentração de gases de efeito estufa na atmosfera é o mais significativo. Mudanças na cobertura de nuvens, na quantidade de partículas atmosféricas e na refletividade da superfície terrestre também podem alterar o balanço radiativo global. Essas perturbações externas causam as denominadas *forçantes radiativas climáticas*, que o 5º Relatório de Avaliação do IPCC define como a *diferença na irradiância líquida* (unidades de W/m^2) na *tropopausa entre um estado de referência* (início da revolução industrial, ano de 1750) e um estado perturbado por um agente climático externo (IPCC, 2013). As forçantes radiativas positivas indicam um efeito líquido de aquecimento do sistema Terra-atmosfera, enquanto as negativas indicam resfriamento.

A Figura 1.2 apresenta as estimativas das forçantes radiativas de 2011 em relação a 1750 para os principais agentes causadores das mudanças climáticas

globais, de acordo com o IPCC. Nessa figura é possível destacar, primeiramente, que a maioria das forçantes positivas são ocasionadas por gases de origem antrópica, sendo o gás carbônico (CO₂) o que ocasiona a forçante positiva de maior intensidade. No entanto, ainda a partir dessa figura, observa-se que existem somente duas fontes que provocam forçantes radiativas totalmente negativas, sendo elas as mudanças de albedo devido às mudanças no uso da terra e os ajustes de propriedades de nuvens devido às influências dos aerossóis. Dentre essas duas, as respostas macro e microfísicas das nuvens à crescente concentração de aerossóis de origem antrópica representam uma forçante negativa com barra de incerteza estatística grande e com um nível de confiança considerado pequeno. Isto, aliado ao curto tempo de residência na atmosfera e às variações significativas nas concentrações de aerossóis, faz com que as interações entre aerossóis e nuvens sejam temas recorrentes em estudos de mudanças climáticas (Dagan et al., 2015).

Figura 1.2: Média global da forçante radiativa devido a atividades naturais e antrópicas desde 1750 (IPCC, 2013).

1.2 – Partículas de aerossol atmosférico

O aerossol atmosférico é composto por um conjunto de partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera, as quais possuem diferentes formas, tamanhos, composições e propriedades físicas e químicas (Seinfeld & Pandis, 2006). Essas propriedades são determinadas pelas fontes emissoras e os processos de formação das partículas, que podem ser de origem natural (ressuspensão de poeira do solo, spray marinho, dentre outros) ou antrópica (emissões de fumaça por indústrias, veículos e queimadas, por exemplo). As partículas podem ser divididas, de acordo com a maneira que são introduzidas na atmosfera, em dois grupos. O primeiro é o dos aerossóis primários, que são aqueles introduzidos diretamente a partir da sua fonte emissora. O segundo grupo é o dos aerossóis secundários, os quais são formados na atmosfera a partir de transformações químicas e físicas de gases precursores (Charlson & Heintzenberg, 1995).

O tamanho das partículas de aerossol vai de alguns nanômetros até dezenas de micrômetros e, de acordo com o diâmetro, os aerossóis podem ser classificados como pertencentes às modas grossa ou fina. A primeira dessas é formada pelas partículas de diâmetros maiores que 2,0 μm , enquanto a moda fina abrange partículas com diâmetros abaixo deste valor. Os aerossóis gerados a partir de processos de combustão se concentram tipicamente na moda fina, que é subdividida em moda de nucleação (diâmetros menores que $\sim 0,07 \mu\text{m}$) e moda de acumulação (partículas com diâmetros entre 0,07 μm e 2,0 μm). As partículas pertencentes à moda de acumulação são formadas pela coagulação de diversos núcleos menores ou então produzidos diretamente durante processos de combustão, enquanto as da moda grossa são produzidas predominantemente pela erosão mecânica da superfície terrestre ou marinha ou então através de emissão pela própria vegetação, caso em que os aerossóis são chamados de *biogênicos primários* (Seinfeld & Pandis, 2006).

O tempo de residência das partículas de aerossol na troposfera vai de segundos até algumas semanas. Os aerossóis podem ser removidos da atmosfera por processos de deposição seca ou deposição úmida, como em eventos de precipitação ou formação de hidrometeoros em nuvens (Seinfeld & Pandis, 2006). A Figura 1.3 ilustra a distribuição de tamanhos e os processos de produção, transformação e remoção das partículas de aerossol na atmosfera.

Figura 1.3: Distribuição de tamanhos, processos de produção, transformação e remoção das partículas de aerossol atmosférico (adaptado de Seinfeld & Pandis, 2006).

As partículas de aerossol têm um ciclo atmosférico próprio, que envolve diferentes processos de emissão, transformação (física, química e mecânica) e deposição. Grande parcela dessas partículas é higroscópica e, quando sua composição e tamanho permitem, os aerossóis fazem a nucleação de gotas e partículas de gelo em nuvens, atuando assim como núcleos de condensação de nuvens (*Cloud Condensation Nuclei* (CCN) para gotas e *Ice Nuclei* (IN) para gelo). Além disso, processos de deposição úmida podem ocorrer tanto dentro das nuvens (através de formação de gotas ou de cristais de gelo) como em eventos de precipitação (Rogers & Yau, 1989). Dado isso, o ciclo de vida dos aerossóis atmosféricos está intimamente vinculado ao das nuvens, sendo o processamento de partículas de aerossóis no interior de nuvens um dos principais mecanismos de alterações físico-químicas das próprias nuvens.

1.3 – Nuvens

As nuvens são formadas por gotas de água líquida e cristais de gelo e cobrem cerca de 67% da superfície terrestre (Rossow & Schiffer, 1999). Segundo a Organização Meteorológica Mundial (OMM ou então *World Meteorological Organization*, WMO, em inglês), elas podem ser classificadas de acordo com a altura da sua base, sua morfologia, sua transparência e os seus padrões de desenvolvimento vertical e/ou horizontal (WMO, 2018). Todos os gêneros de nuvens são resultados de combinações entre prefixos e sufixos que descrevem atributos particulares, como “amontoadas” (nuvens *Cumulus*, aquelas com desenvolvimento vertical controlado por convecção de camadas instáveis de ar), “plana” e “horizontal” (*Stratus*), “fina”, “suave” e “fibrosa” (*Cirrus*), “de níveis médios” (*Alto*) e “que contém chuva” (*Nimbus*) (WMO, 2018). No total existem dez gêneros de nuvens (todos mostrados na Figura 1.4), os quais podem ainda ser subdivididos em espécies e variedades.

Figura 1.4: Classificação dos dez gêneros de nuvens de acordo com seu desenvolvimento vertical na atmosfera (WMO, 2018). Disponível em <<https://cloudatlas.wmo.int/clouds-definitions.html>>. Acessado em 26/02/2018.

Com relação à altura, as nuvens que possuem base acima de 5 km são classificadas como altas, caso das *Cirrus* (Ci), *Cirrocumulus* (Cc) e *Cirrostratus* (Cs). Já as baixas são aquelas que têm base localizada entre o nível do solo e 2 km de altura, sendo que seu topo não ultrapassa 3 km de altura. Neste grupo estão as *Stratus* (St), *Stratocumulus* (Sc) e as *Cumulus* (Cu) “de bom tempo”. As *Altostratus*

(As) e *Altostratus* (Ac) são consideradas médias, pois possuem base localizada entre 2 e 7 km de altura. Nuvens *Nimbostratus* (Ns) e *Cumulonimbus* (Cb) (as que apresentam o maior grau de convecção) possuem sua base localizada a altitudes baixas, porém seu topo pode alcançar altitudes elevadas (até os primeiros quilômetros da estratosfera no caso das *Cumulonimbus*) (WMO, 2018).

As nuvens refletem, absorvem e transmitem radiação solar e terrestre e emitem radiação terrestre de acordo com o gradiente de temperatura interno, influenciando diretamente o balanço energético global. As propriedades radiativas de uma nuvem dependem das suas dimensões físicas, altura total na atmosfera e características microfísicas, tais como a quantidade de água líquida ou de cristais de gelo, a distribuição de tamanho destas gotas e cristais, a morfologia dos cristais e o índice de refração da água pura e do gelo (Liou, 1992). As do tipo *Cirrus*, por exemplo, reduzem a emissão de radiação de ondas longas para o espaço, pois absorvem radiação terrestre e reemitem à sua temperatura, aquecendo a superfície. Já as mais baixas e espessas, como as *Stratocumulus*, refletem grande parte da radiação solar e atuam como resfriadoras da superfície terrestre (Yamasoe & Corrêa, 2016).

Além das classificações que levam em conta a morfologia e o desenvolvimento vertical, as nuvens também podem ser estudadas de acordo com a sua temperatura média e a fase termodinâmica predominante. As nuvens quentes têm temperatura acima de 0°C em toda sua extensão, e contém apenas gotas de água líquida em seu interior. Já as frias são aquelas com temperaturas médias abaixo de 0°C, podendo conter, além de gelo, gotas de água líquida no estado super-resfriado ou metaestável. No caso de uma nuvem fria possuir simultaneamente gotas super-resfriadas e cristais de gelo, diz-se que ela é uma nuvem mista e, caso seja composta somente por gelo, temos uma nuvem glaciada (Wallace & Hobbs, 2006).

A formação das gotas de nuvens se dá, em um primeiro momento, pela condensação do vapor d'água em volta dos CCN presentes na atmosfera. Assim que essas gotas atingem cerca de 15 µm de diâmetro os processos de colisão e coalescência entre diferentes gotículas começam a se tornar majoritários, podendo levar à formação de gotas de chuva, as quais possuem diâmetro característico na ordem de 2000 µm (Figura 1.5). A descrição dos processos de formação e crescimento de gotas citados anteriormente será retomada, de forma mais aprofundada e detalhada, ao longo do capítulo 3.

Figura 1.5: Evolução dos diâmetros das gotículas em nuvens quentes. Imagem disponível no endereço http://ffden-2.phys.uaf.edu/211_fall2010.web.dir/Levi_Cowan/development.html. Acessado em 24/08/2017.

1.4 – Interações entre aerossóis e nuvens

A formação e o desenvolvimento vertical das nuvens estão relacionados a condições termodinâmicas e meteorológicas favoráveis e também à presença, concentração e composição química dos aerossóis atmosféricos, os quais servem como CCN e IN. Dessa forma, medidas mais precisas e confiáveis da concentração e da distribuição desses núcleos são necessárias para um melhor entendimento dos efeitos que as partículas de aerossol podem exercer sobre as nuvens e, consequentemente, sobre o clima (Gunthe et al., 2009).

A Figura 1.6 mostra diagramas conceituais desenvolvidos por Rosenfeld & Woodley (2003) descrevendo como cinco estágios microfísicos em nuvens convectivas são influenciados por quantidades crescentes de aerossóis atmosféricos. A curva de cor mais clara (referente a ambientes limpos) indica que os processos de colisão/coalescência e de precipitação ocorrem para nuvens com gotas/cristais com raios efetivos entre 10 µm e 25 µm e temperatura média maior que -10°C. Já as curvas referentes a ambientes poluídos (curvas mais escuras) mostram que, conforme a concentração de aerossóis na atmosfera aumenta, as colisões/coalescências entre hidrometeoros deixam de ocorrer enquanto que a difusão de vapor começa a se tornar mais significativa, inclusive para nuvens com temperaturas mais baixas. Adicionalmente, é possível destacar que a fase mista é alcançada para partículas de raios efetivos (r_{eff}) e temperaturas mais baixos.

Figura 1.6: Zonas microfísicas de nuvens convectivas e seu comportamento em função de diferentes concentrações volumétricas de aerossóis na atmosfera. A curva mais clara à direita corresponde à ambientes marítimos com baixa concentração de CCN e IN. A curva central representa ambientes com concentrações moderadas de aerossóis na atmosfera e a curva mais escura à esquerda corresponde a ambientes continentais muito poluídos. (Adaptado por Martins et al. (2011) de Rosenfeld & Woodley (2003)).

Adicionalmente ao estudo realizado por Rosenfeld e Woodley, muitos outros buscaram descrever os efeitos que diferentes concentrações de aerossóis exercem no desenvolvimento de nuvens. Twomey (1977), por exemplo, considerou uma quantidade constante de água líquida dentro da nuvem e explicou como concentrações elevadas de aerossóis podem reduzir o tamanho de gotas e aumentar a refletividade das nuvens. O resultado da combinação entre o aumento de refletividade e uma maior quantidade de aerossóis causa resfriamento da atmosfera, consistindo assim em um efeito indireto que os aerossóis podem exercer no balanço radiativo terrestre. A Figura 1.7 mostra um exemplo desse mecanismo, também conhecido como *Efeito Twomey*. Albrecht (1989) estudou o estreitamento da distribuição de r_{eff} de gotas de nuvens induzido por aerossóis atmosféricos, suprimindo precipitação e aumentando o tempo de vida médio de nuvens. Koren et al. (2008) mostraram que aerossóis podem contribuir para fortalecer ou suprimir a formação de nuvens e que seu impacto depende de condições meteorológicas iniciais como a própria fração de cobertura de nuvens, indicando assim que o desenvolvimento de nuvens não depende somente das interações entre os aerossóis e as nuvens.

Figura 1.7: Imagem de satélite mostrando rastros de navios (do inglês, *ship tracks*). Devido à emissão de aerossóis pela exaustão dos navios, as nuvens ao longo da trajetória por eles percorrida têm refletividade maior que as nuvens vizinhas. Essa é uma ilustração do *Efeito Twomey*, ou aumento do albedo de nuvens devido à ocorrência de gotas menores. Fonte: *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Disponível em <<https://earthobservatory.nasa.gov/>>. Acessado em 04/06/2016.

Além dos estudos citados anteriormente, outros que também buscaram compreender o impacto de aerossóis sobre a microfísica de nuvens são os realizados por Rosenfeld & Lensky (1998), Rosenfeld (2000), Andreae et al. (2004), Yuan et al. (2008), Stevens & Feingold (2009) e Koren et al. (2010, 2012). Em particular, Andreae et al. (2004) mostraram como o perfil vertical de raio de gotas em nuvens modifica-se em função da quantidade de aerossóis de queimadas na atmosfera, utilizando medidas *in situ* com aviões de pesquisa. Koren et al. (2012) e Heiblum et al. (2012) mostraram que aerossóis podem induzir o aumento de precipitação nos trópicos devido a um aumento da intensidade de convecção, acrescentando uma nova dimensão à complexidade de toda a questão, potencialmente envolvendo mecanismos de retroalimentação do ciclo hidrológico nos trópicos.

Há anos a comunidade científica internacional vem se interessando pela realização de experimentos que buscaram caracterizar diversos aspectos das complexas interações entre radiação solar, aerossóis, nuvens e superfície na Amazônia, em parceria com uma comunidade crescente de cientistas brasileiros (e.g. Andreae et al., 2004; Martins et al., 2011; Rizzo et al., 2011; Rosário et al., 2011). O interesse científico na região amazônica é explicado pela existência de uma forte alternância na concentração de aerossóis ao longo do ano, que apresenta

situações de elevado volume durante a época de estiagem (caracterizado pelo aumento no número de queimadas) e baixas concentrações durante a estação úmida.

Nas condições mais limpas durante a estação chuvosa a concentração atmosférica de aerossóis na Amazônia é da ordem de 200 a 300 partículas/cm³, constituindo um regime atmosférico no qual a formação de nuvens é significativamente limitada pela presença de aerossóis na atmosfera (Poschl et al., 2010). Durante o período de queimadas, quando a concentração de partículas pode ir de 15000 a 30000 partículas/cm³, a formação de nuvens depende de uma combinação entre fatores meteorológicos e propriedades de aerossóis (Poschl et al., 2010). Essa alternância entre regimes extremos de disponibilidade de aerossóis, associada a um padrão meteorológico relativamente simplificado, com raras passagens de frentes frias, torna a Amazônia um “laboratório natural” para pesquisas de processos físicos na atmosfera, sendo necessário então compreendermos melhor as características geográficas, físicas e climatológicas desse importante ecossistema, objetivo do tópico 1.5 seguinte.

1.5 – A Região Amazônica

Pauliquevis (2005) destacou que a região tropical do globo é caracterizada por um ciclo hidrológico totalmente ativo, com grande volume de chuvas e disponibilidade de energia solar, fazendo com que essa região do planeta possua vastas extensões de florestas tropicais, dentre as quais as da Bacia do Congo, as do sudoeste asiático e a da Bacia Amazônica. Essa última possui a maior extensão territorial e abriga de 10 a 20% de toda a biodiversidade terrestre (Salati et al., 1995). O grande ecossistema existente na floresta Amazônica, a qual possui aproximadamente 7 milhões de km², alimenta a circulação atmosférica global e o transporte de calor e de umidade para áreas continentais (Davidson & Artaxo 2004; Boers et al. 2014). Por causa de seu intenso metabolismo, a floresta amazônica também exerce um papel importante como fonte natural de gases traço, aerossóis e vapor de água para a atmosfera (Andreae, 2002; Martin et al., 2010), sendo que a maior parte das partículas que atuam como CCN e IN também é ofertada pela floresta.

1.5.1 – Geografia e aspectos físicos

Fisch et al. (1996) destacaram que a área da Amazônia Legal, ou seja, a porção pertencente ao território brasileiro, se estende ao longo de 5,5 milhões de km². Esta área corresponde a cerca de 61% da área total do país e nela estão inseridos os estados do Pará, Amazonas, Rondônia, Roraima, Acre e Amapá, além de parte dos estados do Tocantins, Mato Grosso e Maranhão. Já a área da Bacia Amazônica é estimada em cerca de 6,9 milhões de km², sendo que aproximadamente 5 milhões estão em território brasileiro e o restante encontra-se dividido entre os países da Bolívia, da Colômbia, do Equador e do Peru, sendo a mais extensa bacia hidrográfica do mundo. Esta Bacia é limitada a oeste pela Cordilheira dos Andes, ao norte pelo Planalto das Guianas, ao sul pelo Planalto Central e a leste pelo Oceano Atlântico, respondendo assim por aproximadamente 20% do total de água doce despejada nos oceanos do planeta (Correia et al., 2006). A Figura 1.8 mostra um mapa com as delimitações da Amazônia Legal e da grande Bacia Amazônica, além das macrobacias que formam a bacia principal.

Figura 1.8: Delimitações da Amazônia Legal (área amarela) e da Bacia Amazônica (linha amarela) com os seus principais rios e bacias internas destacados em azul (ISA, 2009). Disponível em <<https://www.socioambiental.org/pt-br/o-isa/publicacoes/atlas-de-pressoes-e-ameacas-as-terras-indigenas-na-amazonia-brasileira>>. Acessado em 11/07/2017.

1.5.2 – Regime de chuvas e comportamento do vento em baixos níveis

O regime de chuvas na região amazônica é modulado por sistemas meteorológicos de escala sinótica, micro e meso escalas. As zonas de convergência associadas às circulações das células de *Hadley* e *Walker* e os aglomerados convectivos que constituem a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) são exemplos de sistemas de escala sinótica que atuam na região (Kodama, 1992, 1993). O deslocamento do ramo descendente da célula de *Walker* sobre a Amazônia Central inibe a formação de atividades convectivas na região. Esse comportamento é característico do evento conhecido como *El Niño/Oscilação Sul* (ENOS), que faz com que os índices pluviométricos caiam consideravelmente na região durante os meses de janeiro e fevereiro, tipicamente mais chuvosos (Nobre & Rennó, 1985).

As Linhas de Instabilidade (LI's) são um exemplo de sistema meteorológico de mesoescala também atuante na Amazônia. Elas são caracterizadas por possuir grandes conglomerados de nuvens *Cumulonimbus*, e são responsáveis pela formação de chuvas próximo às costas litorâneas do Pará e Amapá, bem como na Amazônia Central durante a estação seca (Fisch et al., 1996).

Outro sistema meteorológico atuante na região é um anticiclone em altos níveis da atmosfera denominado *Alta da Bolívia*. A convergência de umidade (proveniente de nordeste e de leste) em superfície leva à formação e manutenção desse sistema, que é responsável pela forte convecção presente na região nos meses de verão (Santos, 1986).

A precipitação média anual na bacia amazônica é de aproximadamente 2300 mm, apresentando regiões com precipitação total próxima a 3500 mm no oeste (próximo à Cordilheira dos Andes), noroeste e litoral norte da Amazônia (Fisch et al., 1996), sendo que nessas regiões os períodos de estiagem são mais escassos. Cerca de 50% do total da média anual é proveniente da própria evaporação local de vapor d'água disponível (evapotranspiração da floresta), e o restante é originado do transporte de umidade do Oceano Atlântico pelos ventos alíseos, que sopram de leste para oeste (Salati & Marques, 1984).

De modo geral, as regiões central e sul da Amazônia possuem sua estação chuvosa inserida entre os meses de novembro e março do ano seguinte, enquanto a

estação seca ocorre geralmente entre maio e setembro do mesmo ano. Os meses de abril e outubro são considerados de transição, podendo ser mais secos ou chuvosos de acordo com cada região estudada (Fisch et al., 1996). A Figura 1.9 é produto de estudos climatológicos realizados por Figueroa & Nobre (1990) e detalha as distribuições espacial e temporal de chuvas nas diferentes regiões da Amazônia.

Figura 1.9: Distribuições espacial e temporal de precipitação na Amazônia (Figueroa & Nobre, 1990).

Marengo et al. (2004) obtiveram, através de dados de reanálise, a convergência do fluxo de umidade e as médias da direção e da intensidade do vento em baixos níveis (850 hPa, cerca de 1 km a 2 km acima do nível solo) para o período compreendido entre 1950 e 2000. Os resultados, mostrados nas Figuras 1.10A e 1.10B, indicam que para a região entre as latitudes 0° e -5° e as longitudes -55° e -70° (aproximadamente) o sentido do vento predominantemente é de nordeste nos meses de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro, enquanto que para os meses de maio, junho, julho e agosto o vento tem sua velocidade reduzida e passa a soprar de leste.

Figura 1.10: Média da direção e intensidade (em m/s) do vento em 850 hPa (setas) e convergência do fluxo de umidade (sombreado) integrado na vertical ($\text{mg s}^{-1} \text{kg}^{-1}$) no período de 1950 a 2000 no verão (A) e no inverno (B) (Adaptado de Marengo et al., 2004).

Em um estudo mais recente Ciemer et al. (2017) utilizaram ferramentas de redes complexas para estudar conexões espaciais de precipitação sobre a América do Sul. Um dos produtos dessa pesquisa é indicado nas Figuras 1.11a e 1.11b, onde são mostrados o número médio de dias sem chuva e as direções e os sentidos preferenciais do vento em 850 hPa para o período entre 1999 e 2013. Essas imagens concordam com os resultados da Figura 1.10, ou seja, os sentidos preferenciais do vento para as latitudes e longitudes sublinhadas anteriormente. Para latitudes mais ao sul da Amazônia Legal (aproximadamente entre 10° sul e 15° sul), uma comparação atenta entre as Figuras 1.10 e 1.11 mostra que o sentido preferencial do vento praticamente não se altera para os meses de inverno, enquanto que sopra mais de norte nos meses de verão.

Figura 1.11: Média do número de dias sem ocorrência de precipitação (escala de cores) e média da direção e intensidade (em m/s) do vento em 850 hPa (setas) para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (a) e para os meses de junho, julho e agosto (b). (Adaptado de Ciemer et al., 2017).

A grande extensão territorial da Amazônia faz com que existam diferentes regimes de precipitação em seu interior. Neste trabalho são definidos diferentes locais para aquisição de imagens de satélite, de modo que os regimes característicos de cada local devem ser considerados ao se definir as estações seca e chuvosa. Além disso, as imagens serão obtidas em anos pré-definidos, o que acrescenta mais uma complexidade às análises. A definição das estações é apresentada ao longo do capítulo 4 e se baseia nos resultados mostrados nas Figuras 1.9, 1.10 e 1.11, em medidas de profundidade óptica de aerossóis (*Aerosol Optical Depth* ou AOD, em inglês), nas médias mensais de coluna total de vapor d'água (*Total Column Water Vapor* ou TCWV, do inglês) e também em mapas mensais de focos de queimadas relativos aos anos objeto de estudo.

1.5.3 – Desflorestamento e emissões de queimadas

A floresta amazônica constitui aproximadamente 40% da área florestal tropical restante na Terra (Laurance et al., 2001) e está passando por rápidas mudanças ambientais. O desflorestamento causa importantes impactos ambientais e climáticos, os quais são tema de importantes debates políticos e científicos (Sena, 2013). Os grandes projetos de infraestrutura, a atividade pecuária de grande e médio portes, a mineração, o avanço das plantações de diferentes culturas e a exploração madeireira são os principais responsáveis por esse desmatamento (Davidson et al.,

2012). A Figura 1.12 indica o desmatamento ocorrido até 2013, e mostra que a maior parte da área desflorestada concentra-se entre a floresta e o cerrado. Essa região é conhecida como “arco do desflorestamento” e vai do noroeste do Maranhão até a porção leste do estado do Acre, passando também por Pará, Mato Grosso e praticamente todo o estado de Rondônia.

Figura 1.12: Desmatamento na Amazônia Legal ocorrido até 2013. As áreas em verde representam florestas; as em amarelo, formações não florestais; as em vermelho, áreas desmatadas. (IPAM, 2015).

Desde 1988 o Programa de Monitoramento do Desflorestamento na Amazônia Legal (PRODES)¹ do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) monitora, via satélite, o desmatamento por corte raso na Amazônia Legal, produzindo taxas anuais de desmatamento que são utilizadas pelo governo brasileiro para o estabelecimento de políticas públicas, ações de fiscalização e controle e combate aos desmatamentos ilegais¹. A Figura 1.13 mostra uma das séries temporais, obtida pelo programa PRODES, de área desmatada na Amazônia. Nessa figura se destaca a queda acentuada nos valores a partir do ano de 2004, indo de 27772 km² para 6207 km² em 2015, uma diminuição de aproximadamente 78%. Esse resultado sugere que é possível gerir o avanço do desmatamento na região com políticas públicas adequadas (Nepstad et al., 2014).

¹ <<http://www.obt.inpe.br/OBT/assuntos/programas/amazonia/prodes>>. Acessado em 19/10/2017.

Figura 1.13: Desmatamento anual, em km², na Amazônia Legal entre os anos de 1988 e 2016. (a) Média entre 1977 e 1988; (b) Média entre 1993 e 1994, (d) estimativa para o ano de 2017. Disponível em <<http://www.inpe.br/queimadas/portal>>. Acessado em 06/02/2018.

No que se refere à emissão de partículas de aerossóis por queimadas somente associadas a desmatamento, desde 2004 o Brasil tem conseguido importantes reduções (Reddington et al., 2015), enquanto que as emissões de aerossóis provenientes de queimadas não necessariamente associadas a desmatamento seguem uma tendência de não diminuição (Sena, 2013). Nesse último caso a queima de biomassa está associada a regiões já previamente desmatadas (para manutenção de atividades agropecuárias) e de cerrado (Ten Hoeve et al., 2011), o que explica a diferença de tendências citada.

Apesar da taxa de desmatamento ter sofrido queda importante desde 2004, o desflorestamento e a queima de biomassa continuam a existir na Amazônia. Enquanto o desflorestamento ocasionado pela conversão de áreas florestadas para áreas de plantio e pastagens provoca alterações significativas no albedo da superfície, a queima de biomassa aumenta as concentrações volumétricas de aerossóis na atmosfera. O aumento do albedo perturba os equilíbrios energético e radiativo terrestre, consequentemente afetando a estabilidade atmosférica e alterando a circulação atmosférica, as propriedades de nuvens e os padrões de precipitação. Ademais, Durieux et al. (2003) destacaram que mudanças no albedo de superfície podem ainda estar relacionadas a alterações no ciclo diurno das propriedades microfísicas de nuvens.

O Programa de Queimadas do INPE² monitora os focos de queimada em todo o território nacional e disponibiliza diversas análises, mapas e gráficos relacionados às queimadas no Brasil. Através de uma análise dos mapas mensais³ (médias entre 1999 e começo de 2017) do número e da localização dos focos de queimadas obtidos pelo INPE é possível observar que os meses de agosto, setembro e outubro representam períodos em que o número de focos aumenta enormemente no território nacional, principalmente no arco de desflorestamento. Os mapas da Figura 1.14 mostram as médias para abril e setembro, meses que tipicamente apresentam o menor e o maior número de focos, respectivamente.

Lembrando da discussão sobre o sentido do vento em baixos níveis apresentada na seção 1.5.2 é possível perceber que os pontos marcados com estrelas azuis na Figura 1.14 não sofrem grande influência da pluma de fumaça oriunda dos focos de queima de biomassa. Já os pontos marcados na cor rosa, além de pertencerem ao arco de desflorestamento, sofrem influência direta das emissões de queimadas.

Figura 1.14: Localização e número médio de focos de queimada obtidos entre 1999 e 2016 para abril (mapa à esquerda) e setembro (mapa à direita). As duas estrelas azul na parte superior das imagens marcam áreas mais florestadas onde há baixa concentração de focos de queimada, enquanto as estrelas rosa indicam regiões mais desmatadas e atingidas pela ocorrência de queimadas².

² Disponível em <<http://www.inpe.br/queimadas/porta>>. Acessado em 06/02/2018.

³ Mapas mostrados no Anexo 1.

Os aerossóis provenientes de queimadas têm grande impacto na convecção, na formação de nuvens e no regime de precipitação local (Bowman et al., 2009). Especificamente na Amazônia, que apresenta alta quantidade de vapor d'água disponível na atmosfera e baixas concentrações de aerossóis nas condições limpas, incrementos nas concentrações de aerossóis de queimadas podem aumentar (Koren et al., 2012) ou diminuir (Huang et al., 2009) a intensidade de precipitação, sendo assim um tema bastante pesquisado atualmente. Adicionado a isso, Koren et al. (2010) mostraram que baixas concentrações de aerossóis na atmosfera contribuem para o aumento da concentração de hidrometeoros em nuvens, enquanto que altas concentrações inibem a formação dessas partículas, consequentemente alterando assim a fração de cobertura de nuvens. Os impactos das emissões de aerossóis provenientes de queimadas na formação, desenvolvimento e ciclo de vida das nuvens sobre a Bacia Amazônica têm sido estudados a partir de modelos climáticos e de sensoriamento remoto, porém análises sistemáticas do ciclo horário de propriedades microfísicas de nuvens são escassas e, portanto, necessárias. Este trabalho caminha nessa direção e, através de uma abordagem que utiliza o sensoriamento remoto a partir de satélites geoestacionários, tem como objetivo principal contribuir para a expansão do conhecimento científico sobre as interações microfísicas entre aerossóis provenientes de queimadas e o desenvolvimento de nuvens convectivas, fundamental para análises do balanço radiativo global e pesquisas do clima em escalas regionais e nacionais.

Capítulo 2 – Objetivos

Conhecer como as nuvens são alteradas pela poluição é essencial para o estudo de mudanças climáticas no Brasil e, apesar do papel fundamental que a Bacia Amazônica exerce no equilíbrio hídrico e energético para o planeta, sob vários aspectos esse tema ainda é pouco conhecido. Uma das razões para isso reside na ausência de análises sistemáticas de propriedades microfísicas de aerossóis e nuvens, especialmente no que tange a interações entre aerossóis provenientes de fumaça de queimadas e desenvolvimento de nuvens convectivas. Este trabalho consiste em analisar medidas experimentais de radiância refletida e emitida por nuvens, de modo a inferir características microfísicas a partir de suas propriedades radiométricas. Para isso, medidas de radiância efetuadas por três diferentes canais imageadores a bordo do satélite geoestacionário GOES-13 (*Geostationary Operational Environmental Satellite 13*, do inglês), administrado pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*, também do inglês), serão aliadas a respostas de códigos computacionais de cálculo de transferência radiativa. Essa abordagem possibilitará a obtenção de estimativas para tamanhos de gotas e partículas de gelo em nuvens, os quais serão analisados durante o período diurno e de acordo com a carga atmosférica de aerossóis provenientes de queimadas sobre a Bacia Amazônica. A partir dessas análises propõe-se responder as seguintes questões:

- i. Como se caracterizam, do ponto de vista de seu desenvolvimento vertical e de suas propriedades microfísicas, as nuvens sobre a amazônia durante o período diurno?*
- ii. De que forma se dá o ciclo horário, também durante o período diurno, de formação e evolução de nuvens sobre a floresta amazônica?*
- ii. Os aerossóis provenientes de fumaça de queimadas no chamado “arco de desflorestamento” exercem alguma influência na transição de nuvens convectivas quentes para nuvens convectivas profundas? Em caso afirmativo, como ocorre, em escala microfísica, essa transição?*

Para responder a primeira pergunta serão analisadas, nas porções central e noroeste da Amazônia Legal, medidas da temperatura de pixels de nuvens, das refletâncias no visível ($\rho_{0,63}$) e no infravermelho próximo ($\rho_{3,90}$) e do raio efetivo (r_{eff}) das partículas constituintes destas nuvens. Esses dados serão calculados a partir das imagens de radiâncias obtidas pelo satélite GOES 13, sendo que os resultados finais serão analisados durante o período diurno na Amazônia.

Grande parte das porções central e noroeste da Amazônia Legal não pertencem à região do arco de desflorestamento, conforme visto no capítulo introdutório. Somados a isso, o comportamento climatológico do vento em baixos níveis e os regimes mensais de queima de biomassa característicos da região mostram que as porções prístinas citadas praticamente não recebem influência direta dos aerossóis originados por queimadas. Dessa forma, imagens de radiância obtidas nos canais 1 e 2 do satélite para essas áreas serão agrupadas em separado com relação àquelas ligadas a regiões comprometidas pela fumaça. Essas imagens, obtidas em intervalos horários e analisadas junto a raios efetivos de gotas e cristais de gelo em nuvens sobre as regiões densamente florestadas, oferecem ferramentas para que a segunda pergunta, referente ao ciclo horário de formação e evolução de nuvens sobre a floresta amazônica, seja respondida.

A influência dos aerossóis de queimadas sobre a transição de nuvens convectivas quentes para nuvens convectivas profundas será estudada lançando-se mão de medidas de TCWV e de AOD em duas regiões pré-determinadas pertencentes ao arco do desflorestamento. Esses dados, adquiridos através das plataformas GIOVANNI¹ (administrada pela NASA) e AERONET² (*Aerosol Robotic Network*, também vinculada à NASA), respectivamente, serão correlacionados com a evolução horária de parâmetros microfísicos observados pelo GOES 13, como o raio efetivo de gotas e cristais de gelo em nuvens e as radiâncias refletidas e emitidas pelas nuvens quentes.

A análise final consiste em realizar comparações entre os resultados obtidos para os sítios relativos às áreas desmatadas e os outros relativos a áreas prístinas, buscando assim inferir a influência que concentrações elevadas de aerossóis de queimadas pode exercer sobre a formação e o desenvolvimento de nuvens.

¹ <<http://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>>. Acessado em 28/06/2018.

² <<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>>. Acessado em 28/06/2018.

Capítulo 3 – Fundamentação Teórica

Este capítulo é dedicado a evidenciar o arcabouço teórico necessário que serve como pano de fundo para que as análises presentes nos últimos capítulos sejam realizadas. Conceitos básicos relativos às interações da radiação com componentes atmosféricos e à microfísica de nuvens são estudados de maneira mais aprofundada.

3.1 – Microfísica de nuvens

Além das quantidades radiométricas que serão apresentadas na seção 3.2, a compreensão de como ocorrem os processos de formação e crescimento de gotas e cristais de gelo dentro de nuvens é parte essencial deste trabalho. Esses fenômenos são objeto de estudo da microfísica de nuvens, que descreve as relações existentes entre diversas variáveis características das gotas, dos cristais de gelo e do ar que rodeia essas partículas dentro das nuvens. Algumas dessas variáveis são a pressão de vapor, a curvatura e o tamanho das gotas, a composição química e a disponibilidade dos núcleos de condensação presentes na atmosfera, dentre outros.

3.1.1 – Formação de gotas de nuvens

As gotas de nuvens se formam na atmosfera quando uma parcela úmida de ar ascende e atinge a saturação de equilíbrio S_a , situação na qual a umidade relativa é próxima de 100% e as taxas de evaporação e condensação das moléculas de água pertencentes à parcela são iguais. Contudo, isso não ocorre na ausência de partículas higroscópicas (no caso, os CCN). A difusão de moléculas de água para os CCN gera uma espécie de “solução” que é denominada nucleação heterogênea. Esse mecanismo se inicia ou quando é atingida a saturação de equilíbrio S_a ou quando há uma supersaturação S ($S = S_a - 1$, quando a umidade relativa ultrapassa os 100%) positiva e que não ultrapassa $\approx 2\%$ (Rogers & Yau, 1989). Já a condensação de água pura em um ambiente isento de CCN é denominada nucleação homogênea e necessita de uma elevadíssima supersaturação para ocorrer (cerca de 400%), situação que, ao contrário do que o senso comum sugere, não acontece naturalmente na atmosfera (Varejão-Silva, 2006).

De forma geral, quando uma parcela de ar úmido ascende na atmosfera a umidade relativa do ar se aproxima de 100%. Durante esse processo as partículas mais higroscópicas presentes na atmosfera começam a servir de CCN e, conforme a parcela de ar continua ascendendo, a condição de supersaturação é produzida por resfriamento aproximadamente adiabático e simultaneamente enfraquecida pela condensação de vapor d'água em volta dos CCN, mecanismo que gera liberação de calor latente e consequente aumento da temperatura do ar ambiente (Young, 1993).

A capacidade de nucleação de gotas pelos CCN depende da massa, da curvatura e da composição química do núcleo dos CCN. Köhler (1936) descreveu como se dá o equilíbrio da razão de saturação sobre a superfície de uma gota e o raio r desta, obtendo as características da razão de saturação crítica S^* e do raio crítico r^* para que o CCN seja “ativado” como gota de nuvem. Antes de atingir r^* , a condição necessária para que ocorra difusão de vapor de água em volta do CCN é que a umidade relativa da parcela de ar aumente. Porém, ao ultrapassar r^* , a difusão de vapor na superfície do CCN continua a ocorrer, sem a necessidade de que a razão de saturação ambiente aumente. Isso faz com que a gotícula de nuvem permaneça estável na atmosfera.

Após o “ativamento” dos CCN, o crescimento das gotículas de nuvem não ocorre indefinidamente devido ao fato de que o alto número de CCN disponível causa uma espécie de “competição” pelo vapor d'água disponível na parcela. À medida que grandes gotas de nuvem se formam, a velocidade da taxa de condensação se torna maior que a de produção de supersaturação S , dificultando assim a nucleação de CCN menores (Young, 1993).

3.1.2 – Crescimento de gotas de nuvens

Medidas realizadas alguns metros acima da base de nuvens *cumulus* quentes em desenvolvimento mostraram que há um aumento do tamanho das gotas conforme se aumenta a distância com relação à base da nuvem (Young, 1993). Além disso, quanto mais desenvolvida verticalmente a nuvem, mais amplo o espectro de tamanhos das gotículas e maior a probabilidade de que ocorram colisões entre elas (Rogers & Yau, 1989). Os mecanismos de difusão de vapor d'água em volta dos CCN e de colisão entre gotas de nuvem são descritos no tópico a seguir.

3.1.2.1 – Difusão de vapor

A difusão de vapor na superfície de gotas ativadas é controlada pela taxa de crescimento da massa da gota e pela taxa de liberação de calor latente, o qual tende a aumentar a temperatura da gota. Em adição a esses fatores, Mason (1971) considerou também o efeito de curvatura da gota para obter a taxa de crescimento de gotas por condensação. Essa taxa é representada pela equação 3.1, onde r é o raio da gota de nuvem, S' é saturação ambiente, F_k é um termo termodinâmico que representa a condução de calor, F_d é associado à difusão de vapor e os termos a e b levam em conta a densidade e a temperatura da água, a tensão de superfície da gota, o grau de dissociação iônica na gota ativada e o peso molecular da solução formada pela gota e a massa do CCN (Rogers & Yau, 1989).

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{(S' - 1) - \frac{a}{r} + \frac{b}{r^3}}{F_k + F_d} \quad (3.1)$$

A equação 3.1 não pode ser resolvida analiticamente. Dessa forma, dados a temperatura, pressão, saturação, massa e peso molecular do CCN, ela pode ser solucionada numericamente ou graficamente para determinar o tamanho da gota em função do tempo. A Figura 3.1 mostra a taxa de crescimento de gotas de nuvem por condensação considerando supersaturação igual a 0,05%, pressão de 900 hPa, temperatura de 273 K e diferentes massas de CCN compostos por NaCl. Nessa figura nota-se que, para massa de 10^{-14} g, a formação de gotas com raios maiores que 20 μm (gotas de chuva) via difusão de vapor demoraria cerca de 10000 segundos (aproximadamente 2 horas e 47 minutos) para ocorrer. Todavia, para condições limpas da atmosfera, gotas de chuva em superfície podem ser observadas em torno de 20 minutos após a formação de nuvens *cumulus* convectivas (Braga, 2017). Através dessa diferença é possível perceber que o crescimento de gotas de nuvem não se dá somente pelo processo de difusão de vapor, mas também pelos mecanismos de colisão e coalescência, os quais serão descritos no tópico 3.1.2.2.

Quando a gota de nuvem apresenta tamanho suficientemente grande, os termos a e b na equação 3.1 podem ser considerados desprezíveis em comparação com o termo $(S' - 1)$, e o raio da gota cresce conforme a equação 3.2 (Rogers & Yau, 1989).

Figura 3.1: Taxa de crescimento de gotas de nuvem por condensação para um raio inicial de 0,75 μm (adaptado de Mason, 1971).

$$r(t) = \sqrt{r_0^2 + 2 \left[\frac{(S' - 1)}{F_k + F_d} \right] t} \quad (3.2)$$

Segundo (Rogers & Yau, 1989), o pico de supersaturação no interior de uma nuvem quente é atingido a aproximadamente 100 metros acima da base da nuvem. Como o grau de supersaturação controla o número de CCN que são ativados, a concentração de gotas de nuvem é então determinada nas camadas mais baixas das nuvens.

3.1.2.2 – Colisão e coalescência

Grande parcela da precipitação que chega ao solo na forma de chuva sobre os continentes é produzida por nuvens de fase mista ou glaciadas, enquanto sobre os oceanos as maiores responsáveis pela chuva são nuvens quentes (nuvens cujos topos não atingem temperaturas menores que 0°C) (Mülmenstädt et al., 2015). O mecanismo responsável pela produção de precipitação nas nuvens quentes é a coalescência, que corresponde à junção entre gotas de diferentes tamanhos dentro da nuvem. Esse processo é dominante nos trópicos e também pode ocorrer em algumas nuvens *cumulus* (em latitudes médias) que possuem topos a temperaturas abaixo de 0°C (Rogers & Yau, 1989).

As gotas e partículas de gelo presentes no interior das nuvens sofrem colisões entre si. As maiores ou que têm velocidade de queda maior colidem com as menores ou que estejam se movimentando a velocidades baixas e podem coletá-las ou não. Sendo assim, quatro tipos de colisão e coleção entre partículas são possíveis: a coleta de gotas de nuvem pequenas por parte das grandes é denominado coalescência, foco de análise do presente tópico; a coleção de partículas de gelo pequenas pelas grandes é denominada agregação; a coleção que as gotas de nuvem grandes impõem às partículas de gelo pequenas é chamada de *riming* e a coleta de gotas de chuva pequenas por grandes partículas de gelo é chamada de acreção (Young, 1993).

Como visto no tópico 3.1.2.1, o processo de difusão de vapor nos CCN faz com que as gotas de nuvem atinjam tamanhos maiores. O mecanismo de coalescência se torna significativo após o de difusão de vapor ocorrer, pois esse faz com que o espectro de velocidades de queda e de tamanhos de gotas aumente. Quando algumas gotas atingem cerca de 20 μm durante o desenvolvimento da nuvem, a probabilidade de colisões aumenta, a coalescência se torna o procedimento predominante e, após cerca de 10^5 colisões (Young, 1993), o diâmetro típico de gotas de chuva (1000 a 2000 μm) é alcançado. Contudo, as colisões entre partículas não garantem coalescência. Quando um par de gotas de tamanhos diferentes colide, elas podem rebater uma na outra e se afastar, podem coalescer e permanecer juntas, podem ser quebradas em tamanhos menores ou então podem coalescer temporariamente e pouco tempo depois se dividir em várias gotas de tamanhos menores. Qual destas interações vai ocorrer depende de fatores como a presença de campos elétricos, a distância entre as gotas, a velocidade terminal V_T delas e a concentração volumétrica de gotas pequenas (Rogers & Yau, 1989).

A velocidade terminal V_T é produto do equilíbrio das forças gravitacional e de arrasto que agem sobre as gotas e pode ser calculada, desconsiderando efeitos de campos elétricos, pela expressão 3.3,

$$V_T = \sqrt{\frac{8 r g \rho_L}{3 \rho C_D}} \quad (3.3)$$

onde g é a constante gravitacional, C_D é o coeficiente de arrasto do fluido, ρ_L é densidade da água líquida, ρ é a densidade do ar e r representa o raio da gota.

Ao cair e atravessar uma população de gotas menores de raio r , o ar flui em volta das gotas maiores, de raio R . Este fluxo de ar pode defletir as gotas menores se a distância entre as gotas for maior que um certo valor crítico x_0 . No caso da distância ser menor ou igual a x_0 , a colisão ocorre. A eficiência $E(R,r)$ (equação 3.4) de colisões que resultam em coalescência é representada pela fração de gotas que colidem em relação às que poderiam colidir. Essa relação depende da área da distância crítica (πx_0^2) e da área varrida pelas gotas maiores [$\pi(R+r)^2$], variáveis que se relacionam geometricamente conforme esquematizado na Figura 3.2.

$$E(R,r) = \frac{\pi x_0^2}{\pi(R+r)^2} \quad (3.4)$$

Figura 3.2: Distribuição hipotética de gotas de diferentes tamanhos em nuvens quentes (Braga, 2017).

Utilizando o volume v_0 de uma gota coletora e a concentração $n(r)$ de gotas pequenas é possível determinar as taxas de crescimento de gotas “coalescidas” e de aumento do raio dessas gotas. Essas taxas são dadas matematicamente pelas expressões 3.5 e 3.6, respectivamente (Rogers & Yau, 1989).

$$\frac{dv_0}{dt} = \int_0^R \frac{4}{3} \pi r^3 \pi(R+r)^2 [V_T(R) - V_T(r)] E(R,r) n(r) dr \quad (3.5)$$

$$\frac{dR}{dt} = \int_0^R \frac{\pi}{3} r^3 \left(\frac{R+r}{R} \right)^2 [V_T(R) - V_T(r)] E(R, r) n(r) dr \quad (3.6)$$

Freud & Rosenfeld (2012) estudaram a probabilidade de ocorrência de chuva dentro de nuvens quentes em função do r_{eff} das gotas de nuvem em regiões da Índia e de Israel. Parte dos resultados desse estudo mostraram que a chance de ocorrência de chuva via processos de colisão e coalescência passa dos 50% quando o r_{eff} excede cerca de 14 μm . O raio efetivo, que representa, em média, a real distribuição de tamanhos de uma população de gotas presente em uma nuvem é descrito na seção 3.2 deste capítulo.

3.1.3 – Formação de cristais de gelo

Assim como para as gotas de nuvem, existem também a nucleação homogênea e a nucleação heterogênea para as partículas de gelo. O congelamento homogêneo das gotas de nuvem se dá a temperaturas abaixo de -40°C , enquanto que o processo de nucleação heterogênea acontece para temperaturas maiores que -40°C e é induzido por partículas de aerossol conhecidos como núcleos de gelo (*Ice Nuclei* ou IN, do inglês) (Pruppacher & Klett, 1998). Entretanto, as concentrações volumétricas de IN são bem menores que as de CCN e são fortemente dependentes da temperatura do ambiente de forma que, quanto menor a temperatura, maiores são as chances de que a concentração de IN aumente (Demott et al., 2010). O processo de nucleação heterogênea pode acontecer de maneiras distintas de acordo com o estado físico da água anteriormente à formação dos cristais. No caso em que o gelo é formado a partir de vapor, o procedimento é chamado de nucleação por deposição. Já a nucleação por congelamento acontece quando os cristais são formados a partir da água líquida super-resfriada e pode ocorrer por imersão (IN adentra uma gota super-resfriada e ela se torna um cristal), contato (IN encosta em uma gota super-resfriada e ela instantaneamente é congelada) ou condensação seguida de congelamento.

A Figura 3.3 mostra em quais regiões de temperatura acontecem os diferentes processos de formação de cristais de gelo (Hoose & Möhler, 2012). Pode-se perceber que o congelamento por contato é dominante para temperaturas maiores que $\sim -20^\circ\text{C}$ e supersaturação com relação ao gelo (S_i) menores que 0,2%,

enquanto que a condensação por deposição de vapor acontece para S_i também próxima de 0,2% e temperaturas compreendidas entre -30°C e -40°C . Já o congelamento homogêneo ocorre para S_i maiores que 0,4% e temperaturas menores que -35°C , sendo que o congelamento por imersão pode acontecer para temperaturas próximas de -25°C ou -45°C e para uma supersaturação S_i maior que 0,2% e menor que 0,5%.

Figura 3.3: Diferentes modos de nucleação de cristais de gelo em função da temperatura e da supersaturação em relação ao gelo (S_i) e à água líquida (S) (adaptação de Hoose & Möhler (2012) realizada por Braga (2017)).

3.1.4 – Crescimento de cristais de gelo

Nuvens que possuam cristais de gelo ou gotas congeladas na presença de água líquida super-resfriada não são estáveis. Devido à pressão de vapor de saturação sobre o gelo ser menor do que a pressão de saturação de vapor sobre a água líquida, um ambiente saturado em relação à água líquida está consequentemente supersaturado em relação ao gelo, o que proporciona rápido crescimento de cristais de gelo via difusão de vapor. A alta eficiência desse crescimento faz com que a pressão de vapor do ambiente diminua a ponto de se tornar insaturada em relação à água líquida, causando assim a evaporação de gotas líquidas super-resfriadas ou não (Young, 1993). Esse mecanismo é conhecido como processo de Wegener-

Bergeron-Findeisen (WBF) e gera crescimento de cristais de gelo via difusão de vapor ou deposição enquanto houver gotas de nuvem líquidas disponíveis para evaporar, de modo que a taxa de aumento de massa m das partículas de gelo seja dada pela equação 3.7, onde S_i é a supersaturação do ambiente em relação ao gelo, L_s é o calor latente de sublimação, R_v é a constante dos gases para vapor d'água, e_i é a pressão de vapor de saturação do gelo, D é o coeficiente de difusão molecular, K_e é o coeficiente de condutividade térmica do ar (fator de Kelvin) e C é a capacitância elétrica (função do tamanho e da forma do cristal de gelo) (Young, 1993).

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi C(S_i - 1)}{\left(\frac{L_s}{T R_v} - 1\right) \frac{L_s}{T K_e} + \left(\frac{T R_v}{e_i D}\right)} \quad (3.7)$$

O crescimento de partículas de gelo por difusão de vapor em IN, embora seja mais eficiente que o de difusão de vapor em CCN, não produz partículas de gelo com tamanhos suficientes para precipitar. As partículas de gelo que precipitam dentro da nuvem são formadas pelos mecanismos de *riming*, acreção e agregação. A equação 3.8, onde $u(R)$ é a velocidade de queda da partícula maior, r é o raio da partícula de gelo formada, E é a eficiência média de colisões e LWC (*Liquid Water Content*, do inglês) é o conteúdo de água líquida presente na nuvem, fornece a taxa de aumento de massa do cristal de gelo formado via acreção ou *riming*. Já a equação 3.9, onde IWC (*Ice Water Content*, do inglês) é o conteúdo de água na forma de gelo e Δu é a velocidade relativa entre os flocos de neve e os cristais de gelo, dá a taxa de aumento de massa da partícula de gelo formada por agregação.

$$\frac{dm}{dt} = E \cdot LWC \cdot \pi r^2 u(R) \quad (3.8)$$

$$\frac{dm}{dt} = E \cdot IWC \cdot \pi r^2 \Delta u \quad (3.9)$$

A ocorrência de *riming* nas nuvens origina partículas de gelo denominadas *graupel*, os quais podem passar por processos de acreção longos o suficiente, em nuvens convectivas profundas, a ponto de formar granizo precipitante (Steiner & Smith, 1998).

3.2 - Radiação Atmosférica

O conceito de radiação é definido como a emissão ou propagação de energia na forma de ondas eletromagnéticas. Qualquer corpo que tenha temperatura acima do zero absoluto (zero Kelvin) emite radiação. À esta energia Q , propagada na forma de fótons, são relacionados o comprimento de onda λ e a frequência de oscilação ν . Os diferentes valores de λ da radiação são divididos de acordo com a quantidade de energia carregada pela onda. O conjunto de valores de λ é denominado espectro eletromagnético, o qual está esquematizado na Figura 3.4.

	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
Violet 0.4 μm Purple Blue Green Yellow Orange Red 0.7 μm	Visible			
	Infrared	1	3×10^2	10^4
		10^3		10
	Microwaves	10^4 (1cm)	3×10^1	1
	Spacecraft	10^6	3×10^{-1}	10^{-2}
	Television & FM	10^7	3×10^{-2}	10^{-3}
	Shortwave	10^8	3×10^{-3}	10^{-4}
	AM Radio waves	10^9	3×10^{-4}	10^{-5}

Figura 3.4: O espectro eletromagnético em termos de comprimento de onda (*Wavelength*), frequência de onda (*Frequency*) e número de onda (*Wavenumber*). Destaque para a região do visível e os comprimentos de onda do violeta e do vermelho (Liou, 2002).

O Sol emite radiação em praticamente todo o espectro eletromagnético, sendo que apenas 1% do total emitido é constituído por raios-X, raios Gama, infravermelho térmico (3500 nm a 1 mm), micro-ondas e ondas de rádio (Liou, 2002). O restante dessa energia é dividido entre os intervalos do ultravioleta, do visível (~380 nm a ~700 nm) e do infravermelho próximo, este último compreendendo comprimentos de onda entre 780 e 3500 nm. A maioria da radiação emitida pelo Sol apresenta λ menores que 4 μ m, e por isso a radiação solar também é conhecida como “radiação de onda curta”. Ao atingir o topo da atmosfera terrestre (*Top of Atmosphere* ou TOA, do inglês) a radiação proveniente do Sol passa a interagir significativamente com os componentes atmosféricos, sendo necessário então conhecer as principais grandezas radiométricas utilizada no estudo da interação radiação atmosfera.

3.2.1 – Grandezas radiométricas básicas

Para analisar o campo de radiação que atinge o TOA é necessário considerar a quantidade de energia radiante contida em um elemento infinitesimal de um ângulo sólido. Lembrando que em um espaço bidimensional um arco de comprimento L sobre um círculo de raio R corresponde a um ângulo α através da relação $\alpha = L/R$, o equivalente em um espaço tridimensional é o ângulo sólido Ω , que corresponde a uma superfície de área σ sobre uma esfera de raio R (equação 3.10).

$$\Omega = \frac{\sigma}{R^2} \quad (3.10)$$

A unidade de um ângulo sólido é o esterradiano (sr). Para uma esfera de raio R centrada em O, com um ponto qualquer sobre sua superfície denotado através das coordenadas polares esféricas θ (ângulo zenital) e φ (ângulo azimutal), a área infinitesimal na superfície da esfera é dada pela equação 3.11.

$$d\sigma = (R d\theta)(R \sin(\theta) d\varphi) = R^2 \sin(\theta) d\theta d\varphi \quad (3.11)$$

Utilizando as equações 3.10 e 3.11 obtemos o ângulo sólido infinitesimal mostrado na equação 3.12, que integrada entre 0 e π para θ e entre 0 e 2π para φ resulta no valor 4π , o ângulo sólido definido por uma esfera.

$$d\Omega = \frac{d\sigma}{R^2} = \sin(\theta) d\theta d\varphi \quad (3.12)$$

De posse do $d\Omega$ é possível definir as quantidades radiométricas básicas utilizadas no estudo dos processos radiativos na atmosfera. A primeira destas grandezas é o fluxo radiativo ou potência radiante $\Phi = dQ/dt$, de unidade J/s ou *Watt*. Integrando Φ num intervalo pequeno de tempo obtemos a energia radiante Q mostrada na equação 3.13.

$$Q = \int_{\Delta t} \Phi dt \quad (3.13)$$

A razão entre $d\Phi$ e $d\Omega$ dá origem à intensidade radiante I (medida em W/sr) de uma fonte pontual em uma dada direção do espaço (Yamasoe & Corrêa, 2016):

$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega} \quad (3.14)$$

A irradiância F (equação 3.15) em um ponto qualquer de uma superfície é expressa em W/m², ou seja, é resultado da razão entre o fluxo radiativo incidente sobre uma superfície infinitesimal que contém o ponto e a área dA deste elemento de superfície (Yamasoe & Corrêa, 2016).

$$F = \frac{d\Phi}{dA} \quad (3.15)$$

A quantidade de radiação recebida ou emitida por um ponto em uma determinada direção é denotada pela radiância L , de dimensão W/m².sr (Liou, 2002). Essa grandeza é dada pelo quociente entre a intensidade radiante observada em um elemento de superfície e a área da projeção ortogonal desta superfície infinitesimal num plano perpendicular à direção considerada (equação 3.16).

$$L = \frac{dI}{\cos(\theta) dA} = \frac{d^2\Phi}{\cos(\theta) d\Omega dA} \quad (3.16)$$

As grandezas obtidas pelas equações anteriores não levam em consideração a frequência ν , o número de onda e o λ da radiação incidente. No caso de levarmos em conta uma destas características as expressões obtidas serão ditas *spectrais*. Por exemplo, se desejarmos estudar a radiância para um determinado comprimento

de onda λ contido num intervalo $\lambda + d\lambda$, obteremos a *radiância espectral monocromática* L_λ mostrada na equação 3.17, com unidades de $\text{W/m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m}$.

$$L_\lambda = \frac{dL}{d\lambda} \quad (3.17)$$

Utilizando a equação 3.15 e a segunda parte da equação 3.16 é possível reescrever a equação 3.16, isolar dF no resultado e, através de integração, obter uma nova maneira de escrever a irradiância F (equação 3.18):

$$L = \frac{dF}{\cos(\theta) d\Omega} \Rightarrow F = \int_{2\pi} L \cos(\theta) d\Omega \quad (3.18)$$

A dependência direcional da radiância é relevante ao avaliar o fluxo de energia radiativa. No entanto, é possível considerar o fluxo radiativo sem essa dependência através do conceito de irradiância total incidente em um hemisfério (equação 3.19), desde que sejam conhecidas as radiâncias $L(\theta, \varphi)$ incidentes em todas as direções nesse hemisfério (Yamasoe & Corrêa, 2016).

$$F = \int_0^{\pi/2} \cos(\theta) \sin(\theta) d\theta \int_0^{2\pi} L(\theta, \varphi) d\varphi \quad (3.19)$$

A taxa de energia solar integrada em todo o espectro eletromagnético, recebida sobre uma unidade de área no TOA e perpendicular à direção do Sol, à distância média Terra-Sol (d'), é definida como a *irradiância solar total* ou então *constante solar* F_0 , a qual vale $1360,8 \pm 0,5 \text{ W/m}^2$ (Kopp & Lean, 2011). Essa taxa varia de acordo com a distância entre a Terra e o Sol e de acordo com a própria atividade solar. Para uma distância d qualquer entre a Terra e o Sol é possível então determinar F no TOA segundo a fórmula 3.20 (Yamasoe & Corrêa, 2016).

$$F(d) = \left(\frac{d'}{d}\right)^2 F_0 \quad (3.20)$$

Com as expressões obtidas anteriormente, em especial a irradiância $F(d)$ e a radiância espectral L_λ , podemos estudar o comportamento da radiação emitida ou recebida por diferentes corpos a uma determinada temperatura T , sendo que a dependência de L com relação a T é obtida através da aproximação de corpo negro.

3.2.2 – Radiação de corpo negro

Um corpo negro (*Black Body* ou BB, do inglês) pode ser entendido como uma cavidade, em equilíbrio termodinâmico, com um pequeno furo em uma de suas paredes isolantes. Ao adentrar essa cavidade a radiação incidente sofre inúmeras reflexões, de modo que toda essa radiação pode ser considerada absorvida pela cavidade. A cada encontro com outras porções das paredes a radiação é enfraquecida (através de absorção) e também é fortalecida por uma nova emissão. Após esse mecanismo ocorrer inúmeras vezes os processos de absorção e emissão atingem uma condição de equilíbrio que depende da temperatura das paredes da cavidade. Dessa forma, além de absorver toda a radiação incidente, um corpo negro também emite a dita *radiação de corpo negro*, que é função apenas do comprimento de onda, da temperatura e da área do corpo negro observado (Liou, 2002).

A radiância espectral emitida por um BB a uma temperatura T é descrita pela função de Planck (equação 3.21) onde $h = 6.626 \times 10^{-34}$ J.s é a constante da Planck, $c = 2.99793 \times 10^8$ m/s é a velocidade da luz no vácuo e $k = 1.3806 \times 10^{-23}$ J/K é a constante de Boltzmann (Eisberg & Resnick, 1988).

$$B_{\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5 [e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1]} \quad (3.21)$$

Já a radiância total emitida por um BB é obtida através da integração da função de Planck em $d\Omega$ e ao longo de todos os λ do espectro eletromagnético, o que resulta na formulação dada pela equação 3.22.

$$B_{total} = \frac{2\pi^4 K^4}{15h^3 c^2} T^4 \quad (3.22)$$

Uma vez que a radiação emitida por um BB é isotrópica, é possível calcular a irradiância ϵ_{CN} de um BB integrando a equação 3.21 ao longo de uma superfície esférica. O resultado (equação 3.23) é dado pela Lei de Stefan-Boltzmann, onde $\sigma = (5.6696 \pm 0.0025) \times 10^{-8}$ W/m²K⁴ é a constante de Stefan-Boltzmann (Eisberg & Resnick, 1988).

$$\epsilon_{CN} = \sigma T^4 \quad (3.23)$$

As leis da radiação de corpo negro são essenciais para o entendimento dos processos de absorção e emissão de radiação na atmosfera e, no caso das nuvens, a aproximação por corpos negros é válida sob condições físicas específicas (Kaufman & Nakajima, 1993). Levando isso e o estudo de propriedades microfísicas de nuvens em consideração torna-se importante conhecer também as definições de temperatura de brilho T_B (*Brightness Temperature*, do inglês) e refletância espectral difusa (ρ_λ), temas apresentados no tópico 3.2.3 a seguir.

3.2.3 – Temperatura de brilho e refletância espectral

A T_B é definida como a temperatura que um corpo negro deveria ter para emitir a mesma quantidade de radiação espectral de um corpo real não negro (Rosa, 2007). A relação existente entre a radiância espectral emitida por um corpo não negro (“corpo cinza”) a uma dada temperatura T e a radiância espectral de um BB sob as mesmas condições define a emissividade espectral $\epsilon_\lambda(T)$ (equação 3.24) do corpo, a qual corresponde à máxima radiação possível emitida por aquele corpo, uma espécie de eficiência de emissão.

$$\epsilon_\lambda(T) = \frac{L_\lambda(T)}{B_\lambda(T)} \quad (3.24)$$

Devido à emissividade espectral de um corpo cinza ser menor que 1, a Lei de Stefan-Boltzman para um corpo não negro é descrita pela formulação 3.25.

$$\epsilon_{cinza} = \epsilon_\lambda \sigma T_B^4 \quad (3.25)$$

Neste ponto podemos então igualar as irradiâncias de um corpo não negro e de um corpo negro para obter a temperatura real T do corpo não negro (Lorenzzetti, 2015):

$$\sigma T^4 = \epsilon_\lambda \sigma T_B^4 \Rightarrow T_B = \sqrt[4]{\frac{T^4}{\epsilon_\lambda}} \quad (3.26)$$

A temperatura de brilho T_B seria, desta maneira, aquela obtida pela inversão da função de Planck (equação 3.21) ao se desprezar a emissividade real do alvo, ou seja, ao considerarmos o corpo emissor um corpo negro. Vê-se, então, que a razão entre a T_B de um alvo e a sua temperatura real T diminui à medida que diminui a

emissividade do alvo. Além disso, é salutar lembrar que a emissividade do alvo é espectral, ou seja, depende do comprimento de onda da radiação emitida. Isso faz com que sejam necessárias correções, para cada λ específico, ao se inverter a equação de Planck quando se objetiva calcular a T real do alvo (Lorenzzetti, 2015).

Além de T_B , a grandeza dada pela razão entre o fluxo radiante espectral transmitido através de um corpo e o fluxo radiante espectral incidente nesse corpo também é importante no sensoriamento remoto orbital. Essa grandeza é a transmitância espectral t_λ (equação 3.27) e o equivalente para a reflexão de energia radiante é a refletância espectral r_λ , equação 3.28.

$$t_\lambda = \frac{\phi_\lambda^t}{\phi_\lambda^i} \quad (3.27)$$

$$r_\lambda = \frac{\phi_\lambda^r}{\phi_\lambda^i} \quad (3.28)$$

No caso de se considerar somente a quantidade de radiação que sofre espalhamento traseiro, ou seja, que reflete e retorna ao hemisfério de origem, a refletância espectral r_λ se torna a refletância espectral difusa (ou hemisférica) ρ_λ , também conhecida como o albedo da superfície refletora. Os fluxos de radiação incidente e refletida são dados pelos termos $d\Phi$ presentes nas equação 3.15 e equação 3.16, respectivamente. A integral da razão destes dois termos resulta na equação 3.29, que leva em consideração os ângulos θ e φ .

$$\frac{\int d\phi^r}{\int d\phi^i} = \frac{\int L^r(\theta, \varphi) \cos(\theta) \sin(\theta) d\theta d\varphi dA}{F^i \int dA} \quad (3.29)$$

Em geral, os alvos naturais se comportam como aproximações de superfícies Lambertianas, isto é, superfícies completamente difusas, onde a radiância não varia com os ângulos zenital e azimutal (Lorenzzetti, 2015). Nessa condição é possível isolar a radiância L de dentro das integrais na equação 3.29 e, ao integrar θ e φ no hemisfério de origem, obter a formulação da refletância espectral difusa ρ_λ do alvo (equação 3.30). O cálculo de ρ_λ utiliza o ângulo entre a direção vertical e a orientação de propagação do feixe de radiação incidente (θ_0), sendo que ao longo do texto a refletância espectral de alvos será referenciada somente por “refletância em λ ” ou “refletância no canal X”.

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi L_{\lambda}^r}{\cos(\theta_0) F^i} \quad (3.30)$$

Além de ρ_{λ} , os conceitos de transmitância espectral, de radiância de corpo negro e de irradiância incidente no TOA definidos anteriormente também serão utilizados para a derivação de parâmetros microfísicos de nuvens a partir de sensoriamento remoto orbital.

3.2.4 – Espalhamento de radiação por constituintes atmosféricos

Ao sofrer espalhamento, um feixe de radiação é desviado da sua orientação incidente para outras direções, sendo a distribuição angular desse desvio dependente do tamanho da partícula espalhadora e do λ do feixe incidente. A relação entre essas duas variáveis é descrita pelo parâmetro de tamanho χ da partícula (equação 3.31), que estabelece o tipo de espalhamento para uma determinada configuração de tamanho de partícula e λ incidente (Figura 3.5).

$$\chi = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (3.31)$$

Figura 3.5: Regiões de regime de espalhamento em função do raio da partícula espalhadora e do comprimento de onda incidente sobre ela (adaptação de Seinfeld & Pandis, 2006 por Sena, 2013).

3.2.4.1 – Espalhamento por gotas de nuvens

A Figura 3.5 evidencia que a interação das partículas de fumaça e das gotas de nuvens e de chuva com a radiação eletromagnética, em especial no espectro solar, é descrita pela teoria Mie. Essa teoria foi desenvolvida em 1908 por Gustav Mie e utiliza as equações de Maxwell para descrever a radiação espalhada na interação entre luz e partículas esféricas na forma de séries infinitas (Wriedt, 2012), de maneira que a sua formulação explica o espalhamento causado por uma partícula esférica de raio arbitrário r de valor próximo ou maior que o λ incidente (Yamasoe & Corrêa, 2016).

Além de χ as partículas atmosféricas também possuem outro parâmetro importante na descrição de sua interação com a radiação. Trata-se do índice de refração complexo $n(\lambda, s')$ ($n(\lambda, s') = n_{\text{Re}}(\lambda, s') - in_{\text{Im}}(\lambda, s')$), onde s' é uma posição qualquer do caminho óptico s . Dado que partículas que possuam a parte imaginária de n não nula também absorvem radiação, o coeficiente linear de extinção/atenuação $\beta(\lambda, s')$ à posição s' do caminho óptico s , para partículas de igual tamanho e índice de refração n , é dado pela equação 3.32,

$$\beta(\lambda, s') = [\sigma_e(\lambda, s') + \sigma_a(\lambda, s')] \int_0^{\infty} n_p(r, s') dr \quad (3.32)$$

, onde $\beta(\lambda, s')$ é dado em m^{-1} , $n_p(r, s')$ é o número de partículas de raio r por unidade de volume de ar, por intervalo de tamanho ($\text{m}^{-3}/\mu\text{m}$) à posição s' , $\sigma_e(\lambda, s')$ é a seção/área de choque eficaz de espalhamento (equação 3.33) e $\sigma_a(\lambda, s')$ é a seção/área de choque eficaz de absorção (equação 3.34), sendo essas duas últimas seções descritas pelos respectivos fatores de eficiência Q_e e Q_a .

$$\sigma_e(\lambda, s') = \pi r^2 Q_e[\chi, n(\lambda, s')] \quad (3.33)$$

$$\sigma_a(\lambda, s') = \pi r^2 Q_a[\chi, n(\lambda, s')] \quad (3.34)$$

A soma dos fatores de eficiência Q_e e Q_a resulta no fator de eficiência de extinção Q_{ext} , o qual tende assintoticamente para 2 quando χ assume valores maiores que ~ 10 (Yamasoe & Corrêa, 2016), condição que ocorre para tamanhos típicos de gotículas de nuvens quentes.

A fim de descrever os efeitos de atenuação de radiação causados por uma população de partículas de raios diferentes presente em um certo volume de ar a teoria Mie define a profundidade óptica de extinção τ (equação 3.35), onde δ é a espessura óptica do meio atravessado e θ_0 é o ângulo entre a direção vertical e a orientação de propagação do feixe de radiação incidente.

$$\tau = \delta \cdot \cos(\theta_0) \quad (3.35)$$

A espessura óptica espectral de atenuação δ_λ mostrada na equação 3.37, por sua vez, é derivada a partir da lei de Beer-Lambert-Bouguer (equação 3.36), a qual relaciona as radiâncias espectrais incidente ($L_\lambda(0)$) e emergente ($L_\lambda(s)$) em um meio homogêneo através de um caminho óptico s qualquer (Liou, 2002).

$$L_\lambda(s) = L_\lambda(0) \exp\left(\int_0^s \beta_\lambda(s) ds\right) \quad (3.36)$$

$$\delta_\lambda(s) = \int_0^s \beta_\lambda(s) ds \quad (3.37)$$

Deste modo, ao integrar o coeficiente linear de extinção/atenuação β ao longo de todo o caminho óptico s e para um determinado λ podemos obter uma estimativa da atenuação causada por um conjunto de gotas presentes em uma nuvem.

3.2.4.2 – Espalhamento por aerossóis de fumaça

Os aerossóis resultantes de processos de combustão pertencem à moda fina, ou seja, têm tamanho típico menor ou igual a aproximadamente 2 μm (PBMC, 2015). Isso faz com que sua influência no espalhamento de radiação no espectro solar também seja descrita pela teoria Mie, apesar do parâmetro de tamanho possuir valor pequeno quando comparado àquele apresentado pelas gotas de nuvens. Para os aerossóis de fumaça então podemos definir a espessura óptica (*Aerosol Optical Thickness* ou AOT, do inglês) também através da equação 3.37. Além disso, ao considerar a projeção da AOT na direção vertical obtemos a profundidade óptica para os aerossóis de fumaça (*Aerosol Optical Depth* ou AOD, do inglês), variável descrita matematicamente pela equação 3.38.

$$AOD_{\lambda} = AOT_{\lambda} \cdot \cos(\theta_0) = \int_0^s \beta_{\lambda}(s) \cos(\theta_0) ds \quad (3.38)$$

Outro parâmetro que diz respeito às partículas de aerossol é o albedo simples ω_0 , que representa a capacidade de atenuação de radiação que um certo conjunto de aerossóis possui e tem sua formulação mostrada na equação 3.39.

$$\omega_0(\lambda) = \frac{\beta_e(\lambda)}{\beta_e(\lambda) + \beta_a(\lambda)} \quad (3.39)$$

Conhecendo a equação para o albedo simples e sabendo que o coeficiente linear de extinção/atenuação β depende do índice de refração complexo n pode-se inferir que, conforme a parte imaginária de n se aproxima de zero, mais espalhamento e menos absorção os aerossóis causam (Yamasoe & Corrêa, 2016).

3.2.5 – Profundidade óptica de nuvens e tamanhos de hidrometeoros

O raio efetivo (r_{eff} , equação 3.40) de gotas de nuvens representa a real distribuição de tamanhos das gotas levando em conta que a quantidade de radiação espalhada é proporcional à área de choque das partículas (Wyser, 1998).

$$r_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n_g(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n_g(r) dr} \quad (3.40)$$

Para o número de gotas de raio r por unidade de volume de ar, por intervalo de tamanho ($n_g(r)$) mostrado na equação 3.40 se assume uma distribuição gamma de tamanhos, a qual é descrita pela equação 3.41 onde os parâmetros m e Λ geralmente são determinados empiricamente (Morrison et al., 2005).

$$n_g(r) = n_0 r^m \exp(-\Lambda r) \quad (3.41)$$

Para a formulação da profundidade óptica de nuvens (*Cloud Optical Depth*, COD, do inglês) devemos, antes, obter uma estimativa do conteúdo de água líquida (LWC) presente na nuvem. Essa estimativa é dada pela equação 3.42, onde ρ representa a densidade da água líquida (Liou, 2002).

$$LWC = \frac{4\pi}{3} \rho \int_0^{\infty} r^3 n_g(r) dr \quad (3.42)$$

A partir do LWC pode-se obter o conteúdo integrado de água líquida LWP (*Liquid Water Path*, do inglês), que nada mais é do que a LWC integrada ao longo de toda a espessura geométrica Δz da nuvem (equação 3.43).

$$LWP = LWC \int_{base}^{topo} dz = \Delta z LWC \quad (3.43)$$

Utilizando as equações 3.32, 3.33 e 3.34 em 3.37 e considerando a projeção ortogonal da espessura óptica da nuvem na direção vertical, obtemos a COD.

$$COD = \tau_{nuvem}(\lambda) = \Delta z \int_0^{\infty} Q_{ext} \pi r^2 n_g(r) dr \quad (3.44)$$

Considerando radiação na região do visível podemos dividir o LWP (equação 3.43) pela COD (equação 3.44) e utilizar a definição de r_{eff} (equação 3.40) para obter uma relação direta entre a COD de uma nuvem e os raios efetivos da gotículas que constituem o caminho óptico daquela nuvem (fórmula 3.45):

$$\tau_{nuvem} = \frac{3Q_{ext}}{4\rho} \frac{LWP}{r_{eff}} \quad (3.45)$$

A COD representa uma estimativa da quantidade de radiação que não consegue percorrer (radiação atenuada) certa extensão geométrica da nuvem. Dessa maneira, dadas duas nuvens com um mesmo LWP, aquela que contem raios efetivos menores teria um COD maior e, conseqüentemente, poderia refletir mais radiação. No caso de radiação no infravermelho, quanto maior o LWP e quanto menor o r_{eff} , melhor será a aproximação de corpo negro (Yamasoe & Corrêa, 2016).

As nuvens podem ser constituídas de água líquida e/ou gelo, portanto analisar os efeitos que os cristais de gelo causam na radiação também é de grande valia. Todavia, cristais de gelo possuem vários formatos (“hábitos”) diferentes, o que torna seu estudo mais complicado quando comparado ao modelo de esferas simples aplicado a gotas d’água líquidas. Além disso o tipo de cristal formado dependerá de variáveis como a saturação com relação ao gelo (S_i) e a temperatura T , por exemplo (a Figura 3.6 ilustra a distribuição dos diferentes cristais em função de S_i e T).

Figura 3.6: Diagrama Nakaya de morfologia de cristais de gelo. Cristais com hábitos diferentes são formados dependendo das condições atmosféricas de saturação de vapor d'água com relação a uma superfície de gelo e da temperatura de formação do cristal. Disponível em <http://www.cas.manchester.ac.uk/images/photos/themes/600x400/cp_scatt_Fig2_hr.png>. Acessado em 12/01/2018.

A definição de tamanho efetivo de cristal de gelo mostrada na equação 3.46 leva em conta a dimensão máxima L de um cristal, o volume V deste cristal, a área A projetada pelo cristal sobre uma superfície perpendicular à direção da radiação incidente e a distribuição de tamanho dos cristais $n(L)$ (Liou, 2002).

$$D_{eff} = \frac{\int V n(L) dL}{\int A n(L) dL} \quad (3.46)$$

Analogamente ao LWC, para nuvens que contêm somente gelo há o conteúdo de água na forma de gelo (IWC) dado pela equação 3.47, na qual ρ_i é a densidade do gelo. Além disso, assim como para nuvens que contêm somente gotas de água líquida, existe uma correlação entre IWC e a profundidade óptica da nuvem composta somente por cristais de gelo do tipo coluna. Na região do visível essa correlação é dada pela equação 3.48, onde $c \approx -6.65 \times 10^{-3}$ e $b \approx 3.686$ (Liou, 2002).

$$IWC = \int \rho_i V n(L) dL \quad (3.47)$$

$$\tau_{nuvem} \simeq IWP (c + b/D_{eff}) \quad (3.48)$$

Capítulo 4 – Instrumentação e Metodologia Experimental

Como fonte principal de dados experimentais neste trabalho serão utilizadas imagens de radiância refletida e emitida por nuvens sobre a Bacia Amazônica. Esses dados são coletados, em três diferentes comprimentos de onda, pelos canais do sensor imageador a bordo do satélite meteorológico geoestacionário GOES-13. Esse instrumento é operado pela NOAA (administração vinculada ao Departamento de Comércio dos Estados Unidos) e oferece a oportunidade de se estudar a evolução temporal e o ciclo horário de nuvens em especial no período matutino, quando ocorre o início dos processos de convecção atmosférica.

4.1 – O satélite GOES 13

Os primeiros satélites meteorológicos geoestacionários de relevância significativa, chamados de SMS-1 e SMS-2 (acrônimos para *Synchronous Meteorological Satellite 1* e 2, do inglês) foram lançados a partir do território norte americano em 17 de maio de 1974 e 6 de fevereiro de 1975, respectivamente. Esses dois instrumentos, considerados experimentais, são os antecessores diretos da série GOES (NASA, 2006). Ambos carregavam radiômetros de varredura de rotação (VISSR, do inglês) que funcionavam nas regiões do visível e do infravermelho e que obtinham imagens diurnas e noturnas de condições de nuvens de maneira contínua. O principal objetivo desses satélites era fornecer informações para a previsão do tempo e o rastreamento de tempestades severas, além de contribuir para a ampliação dos bancos de dados utilizados em pesquisas meteorológicas.

O sucessor do SMS-2, e o primeiro satélite da série GOES propriamente dita, foi lançado em 16 de outubro de 1975 com o acrônimo “GOES-A”, o qual foi modificado para “GOES 1” após o equipamento alcançar sua órbita. Dentre todos os equipamentos da série GOES lançados até o ano de 2005 destacam-se os satélites GOES 4 (GOES-D, lançado em 1980) e GOES 8 (GOES-I, lançado em 13 de abril de 1994). O GOES 4 por ser o primeiro a contar com a implementação da sonda atmosférica (*sounder*) VISSR-VAS (instrumento que permitiu a aquisição contínua de direções de vento e também de perfis verticais de temperatura e umidade atmosféricas) e o GOES 8 por ser o primeiro a tornar possível a operação simultânea da sonda e do sensor imageador. O GOES 8, pertencente à “geração” I –

M (GOES 8, 9, 10, 11 e 12) também inovou com a utilização de uma sonda que possuía dezoito canais na região do infravermelho além do canal na região do visível. Além disso, ele foi o primeiro a operar com três eixos estabilizados, o que faz com que o satélite observe o mesmo ponto sobre a Terra de maneira contínua (Kidder & Haar, 1995). Todas essas melhorias possibilitaram um entendimento mais acurado dos padrões de circulação atmosférica, culminando assim em previsões de tempo mais acertadas (NASA, 2006).

Geralmente os instrumentos da série GOES são divididos em gerações compostas por três satélites, sendo que dois deles permanecem em operação contínua e simultânea e o terceiro serve como uma reserva que faz *backup* das imagens obtidas pelos outros dois. O satélite GOES 13 foi lançado ao espaço sideral a partir do centro espacial John F. Kennedy (Cabo Canaveral, Flórida) em 24 de maio de 2006. Seu controle e operação foram entregues à NOAA em 24 de janeiro de 2007, a 105° de longitude oeste. Esse instrumento é o primeiro da chamada “nova geração” ou “série N”, composta pelos satélites GOES 13, 14 e 15 (N, O e P, respectivamente). A Figura 4.1, na qual o eixo z aponta no sentido da Terra, mostra o satélite em uma configuração totalmente implantada em órbita.

Figura 4.1: Ilustração esquemática da configuração e da distribuição dos sensores presentes nos satélites GOES N, O e P. (NASA, 2006).

Projetados para operar em órbita geossíncrona a 35790 km acima da linha do equador, os satélites GOES da série N permanecem estacionários em relação à superfície terrestre e continuamente observam os Estados Unidos, as Américas Central e do Sul e também porções dos Oceanos Pacífico e Atlântico (NASA, 2010). Durante seu período de operação, o GOES 13 (GOES Leste) permaneceu estacionado à longitude 75° oeste observando as Américas do Norte, Central e do Sul, além de parte dos Oceanos Atlântico e Pacífico. Já o GOES 15 (GOES Oeste) fica localizado à longitude 135° oeste e observa a América do Norte e praticamente a totalidade do Oceano Pacífico. As coberturas espaciais do produto de dados e dos links de comunicação por satélite referentes à série N são ilustradas na Figura 4.2, onde o contorno de pontos com o ângulo de elevação de 5° indica os limites das medidas úteis para o sensor imageador e o contorno de pontos com o ângulo de elevação de 27,5° descreve o limite de medidas úteis do sounder (NASA, 2006). Imagens completas obtidas dentro dos limites supracitados são denominadas "imagens de disco completo" (*full disk images*, do inglês), sendo a Figura 4.3 um exemplar de imagem de disco completo obtida na região do visível pelo GOES 13.

Figura 4.2: Coberturas espaciais dos produtos de dados e dos links de comunicação para os satélites GOES-13 e GOES-15. Observar que o contorno com ângulo de elevação de 5° referente ao satélite estacionado a 75° oeste cobre as Américas do Sul e Central, além de parte da América do Norte (NASA, 2006).

Figura 4.3: Imagem de disco completo obtida às 14:45:18 (UTC) do dia 08 de setembro de 2017 pelo canal 1 (visível) do sensor imageador do GOES-13. Em destaque os furacões Katia, Irma e Jose se deslocando sobre as Américas do Norte e Central. Disponível na plataforma CLASS (*Comprehensive Large Array-Data Stewardship System*, do inglês) - <<https://www.class.ncdc.noaa.gov/saa/products/welcome>>. Acessado em 21/04/2018.

O GOES 13 foi o satélite “GOES Leste” oficial no período compreendido entre 24 de janeiro de 2007 e 17 de dezembro de 2017. A partir de 18 de dezembro de 2017 os Estados Unidos oficializaram o GOES 16, lançado em 19 de novembro de 2016, como o novo Goes Leste. O GOES 15 permanecerá sendo o satélite GOES Oeste oficial até meados de setembro de 2018, mês previsto para o lançamento do GOES 17¹. Já o GOES 12, um satélite parcialmente operacional, ainda cobre as Américas Central e do Sul com o objetivo de evitar interrupções na aquisição de dados durante as operações de varredura rápida do GOES 16 (NASA, 2006). Por fim, o GOES 14 está sendo mantido em órbita como um substituto do GOES 15 ou do GOES 16, caso um desses dois equipamentos apresente falhas.

¹ GOES Project Science. Disponível em <<https://goes.gsfc.nasa.gov/>>. Acessado em 31/01/2018.

4.1.1 – O sensor imageador do satélite

O sensor imageador do GOES 13 é um radiômetro multi-espectral de imagem que possui cinco canais (um na região do visível e quatro na do infravermelho) e que está localizado em um banco óptico presente na superfície (nadir) do satélite. Ele contém um telescópio, o conjunto de varredura de imagens, os detectores de energia radiante e a placa de base ao longo da qual há escudos e grelhas utilizados na proteção e controle térmicos do aparelho. Uma ilustração do módulo imageador é mostrada na Figura 4.4.

Figura 4.4: Esquema ilustrativo do sensor imageador a bordo do satélite GOES 13. (NASA, 2010).

O módulo imageador presente no GOES 13 foi projetado para simultaneamente detectar energia térmica emitida e energia solar refletida a partir de áreas selecionadas da superfície da Terra e da atmosfera. Ele fornece dados utilizados na determinação de cobertura de nuvens, de temperatura e altura de nuvens, de temperatura da superfície e de vapor de água na atmosfera (NASA, 2010).

Utilizando um sistema de varredura de espelho com dois eixos, em conjunto com um telescópio *Cassegrain*, os canais espectrais do sensor imageador podem varrer concomitantemente uma faixa de 8 km de norte a sul ao longo de um caminho na direção leste-oeste a uma taxa fixa de 20° por segundo, cobrindo assim a área escolhida por meio de uma varredura em serpentina. Essa taxa de varredura permite que o instrumento colete imagens, em seus cinco canais espectrais, de uma área de 3000 km por 3000 km na direção latitudinal num intervalo temporal de três minutos. Ao longo da direção longitudinal e considerando uma área de 1000 km por 1000 km a aquisição dos dados é feita em apenas 41 segundos (NASA, 2010).

Cada um dos cinco canais do sensor imageador mede radiâncias espectrais em diferentes λ , além de possuir diferentes resoluções espaciais e funções de resposta espectral (também denominadas “funções filtro”). Os gráficos dessas funções são mostrados para os canais 1, 2 e 4 na Figura 4.5. O canal 1 mede radiâncias no comprimento de onda do visível e possui mediana de respostas centrada em $0,63 \mu\text{m}$ (o λ central divide a área sob a função filtro em duas porções iguais). O canal 2 possui o comprimento de onda centrado em $3,9 \mu\text{m}$ e o canal 4 em $10,67 \mu\text{m}$ (indicada como $11 \mu\text{m}$ no restante do texto). O tipo de detector e a resolução espacial do pixel em relação ao nadir do satélite (*Instantaneous Geometric Field of View* ou IGFOV, do inglês) para cada canal e para cada instrumento da série GOES N é mostrada na Tabela 4.1. Já o intervalo de medida, os objetivos meteorológicos e o intervalo espectral correspondentes a cada canal do sensor imageador a bordo do GOES 13 são mostrados na Tabela 4.2.

Figura 4.5: Funções filtro dos canais 1 (verde, no canto superior esquerdo), 2 (azul, no canto superior direito) e 4 (vermelho, na parte inferior) do sensor imageador (*imager*) do GOES 13².

² GOES-8 through GOES-15 Imager Spectral Response Functions, 2011. Disponível em <<http://www.ospo.noaa.gov/Operations/GOES/goes-imager-srfs.html>>. Acessado em 22/03/2018.

Tabela 4.1: Correspondência entre os diferentes canais e respectivas resoluções espaciais, em quilômetros, presentes nos sensores imageadores dos satélites GOES série N.

Channel	Detector Type	Nominal Square IGFOV at Nadir, km	
		GOES N	GOES O-P
1 (Visible)	Silicon	1	1
2 (Shortwave)	InSb	4	4
3 (Longwave 2)	HgCdTe	8	4
4 (Longwave 1)	HgCdTe	4	4
5 (Moisture)	HgCdTe	4	4

Fonte: NASA, 2010.

Tabela 4.2: Correspondência entre os diferentes canais, seu intervalo de medida espectral e seu objetivo meteorológico.

Channel No.	Wavelength Range, μm	Range of Measurement	Meteorological Objective
1	0.52 to 0.71	0 to 100% albedo	Cloud cover
2	3.73 to 4.07	4 to 335 K	Nighttime clouds
3	13.00 to 13.70	4 to 320 K	Cloud cover and height
4	10.20 to 11.20	4 to 320 K	Sea surface temperature and water vapor
5	5.80 to 7.30	4 to 320 K	Water vapor

Fonte: NASA, 2010.

4.1.2 – Geometria de observação para satélites geoestacionários

Para derivar parâmetros microfísicos de nuvens a partir de observações de satélites geoestacionários é preciso compreender algumas distâncias angulares importantes envolvidas na geometria existente entre a linha de visada do sensor imageador do satélite, a direção de propagação da radiação solar e a localização dos alvos observados. Um desses fatores faz parte do sistema de coordenadas horizontal local e corresponde ao ângulo formado entre a direção de propagação do feixe de radiação solar e uma linha imaginária logo acima (zênite) do alvo. Trata-se do ângulo zenital solar θ_0 (SZA ou então *Solar Zenith Angle*, do inglês) já apresentado no final do capítulo 3. Esse ângulo é o que mais influencia as estimativas de refletância obtidas por sensores em satélites, pois é função da

localização do alvo e da distância entre o Sol e a Terra, além de variar também ao longo dos dias, das horas e da época do ano. A distância angular entre a direção de visada de um observador localizado entre a Terra e o Sol e o zênite do alvo corresponde ao ângulo zenital de visada θ (VZA ou *View Zenith Angle*, do inglês), essencial no contexto de sensoriamento remoto orbital. No caso de satélites geoestacionários o valor de VZA sofre poucas variações, pois selecionada uma área de observação, a linha de visada do satélite praticamente não se altera. O GOES 13 permaneceu estacionado à latitude zero (Linha do Equador) e à longitude 75° oeste, conforme discutido no item 4.1. Sabendo que a Amazônia Legal se encontra aproximadamente em latitudes e longitudes compreendidas entre [18°S, 5°N] e [74°O, 50°O], respectivamente, as imagens obtidas sobre essa região possuem valores de VZA baixos, tipicamente entre 10° e 30°. Os 10° são atingidos conforme o Sol se põe, enquanto que os 30° correspondem ao nascer do Sol.

Ricchiazzi et al. (1998) apresentaram em seu artigo o software SBDART, o qual calcula a transferência radiativa entre o TOA e a superfície terrestre. Duas variáveis presentes no cálculo de transferência radiativa e que podem ser inseridas nesse software são o VZA e o SZA ilustrados na Figura 4.6, onde pode-se perceber que o SZA admite valores partindo de 90° pela manhã (nascer do Sol), passando por um mínimo ao meio dia solar e chegando novamente a 90° quando o Sol se põe no oeste. A Figura 4.6 também mostra o ângulo azimutal relativo ϕ_r compreendido entre a direção de propagação do feixe de radiação e a linha de visada do satélite. A importância desse ângulo também é significativa neste estudo, pois a confecção de tabelas de referência (comumente chamadas de *Look-Up Tables* ou LUT, do inglês) usadas para inversão de raios efetivos de gotas e cristais de gelo em nuvens utiliza diferentes valores de ϕ_r de acordo com as horas do dia.

Os resultados mostrados ao longo do capítulo 5 serão obtidos levando em consideração algoritmos astronômicos que permitem calcular o valor de SZA para um dado ponto sobre a superfície terrestre e para um determinado instante ao longo do ano. Além do SZA, as variações orbitais da distância entre o Sol e a Terra em Unidades Astronômicas também são ponderadas nos cálculos. Para as condições de análises neste trabalho, a saber, imagens obtidas de hora em hora durante o período diurno, é esperado que os valores de SZA sejam menores que 75°, de forma que distorções severas em imagens obtidas próximas ao nascer e ao pôr do Sol sejam evitadas.

Figura 4.6: Esboço esquemático da geometria envolvendo os ângulos θ_0 (SZA), θ (VZA) e φ_r (adaptado de Jensen, 2014).

4.2 – Metodologia

Para atingir os objetivos propostos no Capítulo 2 primeiramente foram definidos os locais (chamados de *sites* ou então “sítios” ao longo do texto) sobre os quais as imagens de radiância observadas pelo GOES 13 seriam obtidas. A aquisição destas imagens foi realizada através da plataforma CLASS e levou em consideração a disponibilidade de dados no intervalo temporal estudado. Este cuidado se deve ao fato de que em alguns períodos do ano há um menor número de imagens disponíveis sobre a Amazônia, quando a NOAA redireciona o monitoramento para áreas afetadas em casos de furacões no hemisfério norte. Isso pode causar ausência de dados em uma certa época do ano, potencialmente criando um viés estatístico artificial devido a diferenças no número de imagens em cada estação do ano.

Finalizada a etapa de aquisição de imagens, os *sites* analisados foram organizados de acordo com os focos de queima de biomassa e a disponibilidade de aerossóis provenientes dessas queimadas. O próximo passo então foi definir os períodos chuvosos e secos para cada um dos *sites*. Finalmente um algoritmo computacional foi desenvolvido em linguagem *Python* e implementado com o objetivo de obter as variáveis microfísicas de interesse.

4.2.1 – Aquisição de imagens de radiância e determinação dos locais e do período de estudo

Uma vez que parte significativa das análises aqui propostas consiste em investigar correlações entre a evolução horária de parâmetros microfísicos de nuvens e a carga de aerossóis de queimadas, as imagens obtidas pelo satélite devem contemplar regiões prístinas e também lugares com alta densidade de focos de queima de biomassa. Devido a isso, a região de coordenadas 2°N, 12°S, 50°O e 70°O (aqui denominada “macrorregião”), compreendida entre as linhas azul claro mostradas na Figura 4.7, foi selecionada.

A macrorregião escolhida, além de cobrir a maior parte da Amazônia Legal e da Bacia Amazônica, abrange regiões densamente florestadas (porções centro-oeste, oeste e noroeste) e também locais pertencentes ao arco de desflorestamento (sul e leste), consistindo assim em uma escolha satisfatória para a localização dos sítios de estudo.

Figura 4.7: Macrorregião selecionada para a obtenção de imagens de radiância obtidas pelo GOES 13. Essa área cobre porções do Amazonas, Roraima, Amapá, Pará, Acre, Rondônia, Mato Grosso e Tocantins e contempla regiões mais e menos florestadas sobre a Bacia Amazônica.

Fixada a macrorregião sobre a qual os recortes de imagens seriam realizados, o próximo passo consiste em determinar a localização e o tamanho exatos dos *sites*. Antes, porém, uma estimativa da quantidade de imagens se faz necessária para que o período estudado seja determinado. Cada imagem da macrorregião escolhida possui cerca de 4,2 MB de tamanho e muito mais que 100 mil pixels. Ademais, o GOES 13 obtém imagens de 30 em 30 minutos para cada canal. Considerando três canais, 20 imagens são adquiridas dentro do intervalo compreendido entre as 7:00 e as 17:00 horas. Dessa maneira mais de 2 milhões de pixels seriam observados, por dia, para a macrorregião selecionada. Estas estimativas, adicionadas ao fato de que em sensoriamento remoto por satélites cada pixel corresponde a um ponto experimental, é um dos fatores que faz com que o período compreendido entre os anos de 2012 e 2015 seja selecionado. Esse intervalo temporal, além de estar inserido nos 10 anos de operação do GOES 13, compreende quatro ciclos anuais de regimes de precipitação e de queima de biomassa na Amazônia, oferecendo a oportunidade de se estudar a influência dos aerossóis de fumaça na formação e evolução de nuvens quentes. Sendo assim, a aquisição de imagens diurnas em três canais do GOES 13 resultou em cerca de 380 GB de dados (~ 29 mil imagens) armazenados em disco.

Selecionado o período de estudo e armazenados os pixels, faz-se necessário um recorte no grande volume de dados, o qual foi realizado através da determinação das coordenadas e dos tamanhos dos *sites*. Essa determinação leva em conta a densidade de área florestada e a influência da fumaça oriunda da queima de biomassa. Essa fumaça é emitida principalmente pelos focos presentes no arco do desflorestamento e pode ser transportada pelo vento para regiões mais afastadas.

Conforme discutido na seção 1.5 da introdução, regiões densamente florestadas próximas à Linha do Equador apresentam uma menor probabilidade, principalmente nos meses de verão, de serem atingidas pela pluma de fumaça. Essas regiões também se caracterizam por possuir menor presença humana em seu interior, o que diminui a probabilidade de que ocorram queimadas. A Figura 4.11 mostra os mesmos pontos destacados por estrelas na Figura 1.14 da introdução. Dentre esses pontos, os dois na parte superior pertencem a regiões totalmente florestadas e praticamente sem a presença humana, enquanto os outros dois na parte inferior correspondem a regiões urbanizadas, ou seja, com grande presença de atividades de origem antrópica.

Devido a todas as características citadas, as nuvens sobre os pontos destacados na Figura 4.11 foram selecionadas como objeto de estudo da presente dissertação. Além disso, estes locais (*sites*) foram agrupados também de acordo com as particularidades discutidas. O primeiro grupo foi nomeado “grupo controle” (CTRL) pois abriga os dois *sites* que estão localizados em áreas prístinas e que não sofrem grande influência dos aerossóis de queimadas. Já o grupo denominado “desmatamento” (acrônimo DESM) é formado pelos *sites* correspondentes a áreas mais desmatadas, influenciadas pela presença de muitos aerossóis de fumaça. Os grupos, as coordenadas geográficas e a nomenclatura dos sítios são mostrados na Tabela 4.3.

Figura 4.11: Localização dos *sites* dentro da macrorregião pré-determinada. Os dois destacados em azul (parte superior) pertencem ao grupo CTRL. Os outros dois na parte inferior (em vermelho) correspondem ao grupo DESM.

Tabela 4.3: Grupos, coordenadas geográficas e nomenclatura dos *sites* ou “sítios” de estudo.

Site	Abreviatura	Latitude	Longitude	Grupo
“Prístino”	PR	-1°0’0,0”	-68°0’0,0”	CTRL
Torre ATTO	AT	-2°8’45,0”	-59°0’0,0”	CTRL
Rio Branco	RB	-9°57’25,0”	-67°52’8,0”	DESM
Alta Floresta	AF	-9°52’13,2”	-56°6’15,0”	DESM

Com as coordenadas de todos os *sites* definidas a determinação de quais tamanhos de recortes dentro da macrorregião é realizada. Esses recortes são áreas quadradas centradas nos *sites* e devem conter um número suficiente de pixels para análise. Para estimar esse número devemos recorrer às resoluções espaciais dos canais escolhidos que, neste trabalho, são o 1, o 2 e o 4. O primeiro desses corresponde ao intervalo espectral na região do visível (aqui chamado de “VIS”) e, de acordo com a Tabela 4.1, possui resolução espacial de 1 km. Os canais 2 (“NIR”) e 4 (“IR”), por sua vez, possuem resolução de 4 km e se referem às regiões espectrais do infravermelho próximo e infravermelho longínquo, respectivamente. Essas resoluções definem o tamanho de cada pixel medido, de maneira que uma região quadrada de lado 200 km (100 km para cada lado, ao longo da mesma direção, a partir da coordenada central de cada *site*) corresponde a um recorte quadrado com 50 pixels de lado para os canais NIR e IR. Sendo assim, recortes de 40 mil km² oferecem 2500 pixels nos canais NIR e IR e 40 mil pixels no canal VIS. Esta diferença no número de pixels dificulta a determinação daqueles que estão preenchidos por nuvens, além de criar um viés estatístico indesejável. A maneira de atacar esse problema é usar a mesma resolução espacial para os três canais, o que é feito no momento de aquisição das imagens. A plataforma CLASS permite que ao submeter os pedidos das imagens sejam configuradas parametrizações como a extensão dos arquivos, a área de observação e as resoluções espaciais para cada canal. Sendo assim, a resolução espacial para o canal VIS foi igualada às dos canais 2 e 4 e todas as imagens de radiâncias foram obtidas no formato NetCDF.

Conforme discutido na seção 4.1.2, há o cuidado de se limitar o SZA a no máximo 75°, o que garante que não haja grandes variações angulares em imagens obtidas pelo satélite no nascer e no ocaso do Sol. No caso do VZA, apesar de pequenas, existem oscilações oriundas da localização dos alvos. Este fato também foi decisivo para a seleção das coordenadas indicadas na Tabela 4.3, onde vê-se que as latitudes de *sites* pertencentes a um mesmo grupo são bem próximas entre si.

4.2.2 – Determinação das estações seca e chuvosa nos sites

As médias mensais de precipitação para cada um dos *sites* são mostradas na Figura 4.12, que é um recorte da Figura 1.9 já apresentada no capítulo introdutório.

Os números 58, 66, 84 e 139 correspondem a gráficos representativos de locais que possuem coordenadas geográficas mais próximas àsquelas dos *sites* PR, AT, RB e AF, respectivamente.

De um modo geral, os *sites* PR e AT apresentam o intervalo temporal que vai de meados de agosto até o fim de novembro como o período mais seco do ano. No *site* PR a estação de estiagem é menos severa do que no AT, e os níveis de precipitação nos meses de janeiro e fevereiro são mais elevados. Além disso, esses níveis se mostram mais pronunciados, durante todo o ano, quando comparados aos apresentados pelo *site* AT.

Referente aos *sites* do grupo DESM, a Figura 4.12 mostra que no *site* RB a estação chuvosa começa perto do fim de novembro de um ano e segue até meados do mês de março do ano seguinte, padrão que também é observado no *site* AF. O período crítico de seca para essas regiões se inicia em maio e se estende até setembro, apresentando maior intensidade na região em torno do *site* AF.

Figura 4.12: Médias mensais de precipitação em regiões próximas aos *sites* PR (58), AT (66), RB (84) e AF (139) (Adaptado de Figueroa & Nobre, 1990).

O vapor d'água é um veículo importante para o transporte de energia via calor latente, e sua disponibilidade e quantidade, além da presença e da concentração de aerossóis, é decisiva para que os processos de precipitação ocorram. Dessa forma, quanto maior a quantidade integrada de vapor d'água no ar (TCWV) maiores as chances de ocorrência de precipitação. A Figura 4.13 mostra medidas de TCWV obtidas pelo espectrômetro AIRS entre os anos 2012 e 2015 sobre as regiões quadradas de 40 mil km² centradas nos *sites*. Nessa figura podemos observar que para o *site* PR os picos de máximo TCWV são apresentados nos meses de maio

(2012, 2014 e 2015) e fevereiro (2013), enquanto os de mínimo ocorrem em agosto (2012), outubro (2013) e setembro (2014 e 2015). Para o *site* AT os meses de abril (2012), janeiro (2013 e 2015) e maio (2014) possuem os máximos valores de TCWV, ao passo que setembro (2012, 2014 e 2015) e outubro (2013) expressam os mínimos. A mesma figura mostra que as medidas de TCWV obtidas sobre o *site* RB apresentam altos valores nas transições de um ano para o outro, sendo que os picos superiores são evidentes para os meses de abril (2012 e 2014), maio (2015), janeiro (2013) e outubro (2012, 2013, 2014 e 2015). Os mínimos, por sua vez, são atingidos nos meses mais próximos ao meio do ano, como em julho (2012, 2013 e 2015) e agosto (2014). Já com relação ao *site* AF os meses de março (2012), abril (2013, 2014 e 2015), novembro (2012, 2014 e 2015) e outubro (2013) possuem os maiores valores, sendo que agosto (2012, 2013, 2014 e 2015) exprime os menores.

Figura 4.13: Médias mensais de TCWV nos *sites* (da esquerda para a direita e de cima para baixo, na ordem) PR, AT, RB e AF, obtidas pela plataforma GIOVANNI.

Adicionalmente às análises de TCWV e de médias climatológicas de precipitação, estimativas da quantidade de aerossóis provenientes de queima de biomassa também auxiliam na determinação das estações seca e chuvosa nos sítios. Uma vez que a radiação é atenuada ao ultrapassar uma coluna densa de

fumaça, esta estimativa é dada pela profundidade óptica do aerossol (AOD), cujo valor indica maior ou menor concentração de aerossóis na atmosfera.

A Figura 4.14 mostra valores de AOD medidos pelo espectro radiômetro MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, do inglês) para o sítio PR. Esse instrumento está a bordo dos satélites TERRA e AQUA operados pela NASA, sendo que os dados são obtidos diariamente e estão disponibilizados na plataforma GIOVANNI. De acordo com os pontos mostrados, os meses de agosto, setembro e outubro são os que apresentam uma pequena elevação nos valores de AOD, o qual permanece praticamente constante em torno de 0,2 durante grande parte do ano.

Figura 4.14: Valores diários de AOD (em 550 nm) sobre o *sítio* PR obtidos pela plataforma GIOVANNI. As cores indicam os meses do ano, enquanto os marcadores indicam a fonte dos dados ("o" para o satélite TERRA e "x" para o satélite AQUA).

A Figura 4.15 evidencia as medidas de AOD obtidas sobre o *sítio* AT. Os pontos indicam que a AOD também é baixa para este sítio, porém já há um pequeno aumento no valor médio. Também é possível observar que os mesmos meses citados anteriormente (agosto, setembro e outubro) apresentam os maiores valores, podendo neste caso ser somado o mês de novembro também.

Figura 4.15: Valores diários de AOD (em 550 nm) sobre o *síte* AT obtidos pela plataforma GIOVANNI. As cores indicam os meses do ano, enquanto os marcadores indicam a fonte dos dados ("o" para o satélite TERRA e "x" para o satélite AQUA).

As medidas de AOD obtidas pelo MODIS sobre os sítios do grupo DESM (RB e AF) são mostradas nos gráficos das Figuras 4.16 e 4.17, respectivamente. Essas duas figuras mostram que os valores de profundidade óptica de aerossol apresentam um comportamento parecido com àquele referente aos sítios do grupo CTRL em grande parte do ano (janeiro a julho), ou seja, valores médios de AOD girando em torno de 0,2. Apesar da AOD também aumentar nos meses de agosto, setembro e outubro, a diferença em relação aos sítios PR e AT reside na amplitude desse crescimento. Enquanto no PR e no AT há um acréscimo de aproximadamente 0,5 (saltando de 0,2 até 0,7), os sítios RB e AF mostram acréscimos da ordem de 1,3 nas médias de AOD, podendo ir de 0,2 nos meses de janeiro, fevereiro, março, abril, maio, junho e julho até 1,5 em agosto, setembro e outubro. Com relação aos gráficos das Figuras 4.16 e 4.17 vale ressaltar também que o ano de 2015 apresentou os maiores valores de AOD, enquanto que em 2013 parece ter havido diminuição na concentração de aerossóis nos dois sítios (inclusive nos sítios PR e AT).

Figuras 4.16 (acima) e 4.17 (abaixo): Valores diários de AOD (em 550 nm) sobre os *sites* RB e AF obtidos pela plataforma GIOVANNI. As cores indicam os meses do ano, enquanto os marcadores indicam a fonte dos dados (“o” para o satélite TERRA e “x” para o satélite AQUA).

Os pontos plotados nas Figuras 4.14, 4.15, 4.16 e 4.17 foram medidos pelo sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA, consistindo assim no sensoriamento remoto a partir de instrumentos no espaço. O sensoriamento remoto da atmosfera pode igualmente ser realizado através da utilização de instrumentos em solo. Embora esta abordagem seja muito mais dificultosa na Amazônia em particular (difícil acesso a áreas de mata fechada, necessidade de manutenção constante em instrumentos, etc), medidas de AOD também estão disponíveis para algumas regiões próximas à floresta. Essas medidas são disponibilizadas pela rede AERONET, a qual reúne resultados provenientes de vários instrumentos em solo ao redor do globo. Levando em consideração as dificuldades citadas e a localização do sítio PR, não há valores de AOD medidos a partir do solo para este *sítio*. Para o sítio AT há medidas de AOD disponíveis somente a partir do ano de 2016, período não contemplado por este trabalho. Para os sítios do grupo DESM, no entanto, há valores de AOD disponíveis para o período entre 2012 e 2015. Estes resultados também são utilizados para a determinação das estações seca e úmida nos *sítios* RB e AF, de modo que as Figuras 4.18 e 4.19 apresentam valores de AOD sobre eles.

Figura 4.18: Valores diários de AOD (em 500 nm) sobre o *sítio* RB obtidos através da rede AERONET.

Figura 4.19: Valores diários de AOD (em 500 nm) sobre o *site* AF obtidos através da rede AERONET.

Assim como nas Figuras 4.16 e 4.17, as medidas de AOD obtidas pelos instrumentos da rede AERONET mostram o crescimento de AOD nos meses de agosto, setembro e outubro. Além disso, os valores altos para o mês de dezembro de 2015 estão novamente presentes, mostrando assim que este mês e ano em particular apresentou valores atípicos de AOD para o *site* AF.

Buscando definir de maneira mais acurada os períodos mais secos nos *sites* estudados, a localização e o número de focos de queimada na Amazônia também foram utilizados na definição das estações. Isso pode ser feito porque em períodos de estiagem a chance de que ocorram queimadas naturais na floresta aumenta. Essa relação entre períodos de seca e ocorrência de fogaréus naturais na Amazônia é analisada por Aragão et al. (2018), que indicaram que o período seco de 2015, por exemplo, aumentou em 36% a incidência de incêndios na região amazônica (em comparação com as médias dos doze anos anteriores). Sendo assim, um alto número de focos de incêndio é também um indicativo de que uma época de estiagem pode estar em curso.

Recordando e examinando os mapas de focos de queima de biomassa mostrados no Anexo 1 os meses de fevereiro, março e abril são os que apresentam os menores números de focos, enquanto que setembro, outubro e novembro expressam os maiores. O número de focos apresenta um aumento aproximado de 35 vezes quando se comparam os meses de setembro e abril, por exemplo. Essa diferença, além das condições climatológicas, de disponibilidade de vapor d'água e de AOD já mostradas, evidenciam que a transição entre as estações seca e chuvosa em áreas desmatadas se dá de forma muito mais abrupta e repentina do que em locais mais florestados, onde ela ocorre de maneira mais lenta e gradual.

Todas as características e análises apresentadas neste tópico do trabalho fazem com que as estações seca e úmida sejam definidas conforme a Tabela 4.4, a qual tem como objetivo principal auxiliar e facilitar a organização das imagens e a realização das análises dos resultados obtidos posteriormente.

Tabela 4.4: Meses correspondentes às estações chuvosa e seca (esta última com alta taxa de queima de biomassa) para cada um dos grupos de estudo.

Grupo	Chuvosa	Seca	Transição
CTRL	janeiro, fevereiro, março, abril, maio e junho	agosto, setembro, outubro e novembro	julho e dezembro
DESM	dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril	junho, julho, agosto, setembro e outubro	maio e novembro

4.2.3 – Forma de organização das imagens de radiância

Conforme expresso nos tópicos precedentes, o GOES 13 obtém imagens de 30 em 30 minutos para cada um dos três canais utilizados, o que produz 20 imagens, por canal, dentro do intervalo temporal considerado neste trabalho (o ciclo diurno, aqui se iniciando às 7:00 e indo até às 17:00 horas). Os recortes de 40 mil km² em torno dos *sites* fazem com que 2,5 mil pixels, a cada meia hora e para cada canal, sejam passíveis de análise. Isso fornece 5 mil pixels por hora e 100 mil pixels por dia, para cada canal e cada *site*. Sendo assim, 3 milhões de pontos seriam obtidos no caso de se considerar 20 imagens diárias e um mês de 30 dias. Esse elevado número de pontos mensais por canal dificulta as análises propostas, uma vez que o

trabalho envolve 4 anos de estudo. Isto posto, um número razoável de pontos para cada um dos anos analisados seria o de 25 mil pixels por dia e 375 mil por mês (para cada canal), quantidade atingida quando se considera somente uma imagem por hora (ao invés de duas) e quinze dias para cada mês. A adoção destas considerações fornece então 15 imagens de radiância para cada canal, mês, horário e ano específico.

As quinzenas mensais formadas pelas imagens diárias espaçadas de hora em hora (às 07:45, 08:45, 09:45, 10:45, 11:45, 12:45, 13:45, 14:45, 15:45 e 16:45) são selecionadas em conformidade com a disponibilidade de imagens³ do GOES 13 (conforme discussão inicial do tópico 4.2) e neste trabalho são consideradas representativas do mês ao qual pertencem.

4.2.4 – Obtenção de parâmetros microfísicos de interesse

As radiâncias medidas por satélites possibilitam adquirir um grande conjunto estatístico de valores de variáveis microfísicas de nuvens e aerossóis, a partir do qual podemos analisar suas interações (Kaufman & Nakajima, 1993). As variáveis microfísicas estudadas neste trabalho são as radiâncias emitida e refletida pelas nuvens, a temperatura destas e também o raio efetivo das gotas e cristais de gelo presentes nas camadas mais superiores das nuvens. A obtenção desses parâmetros é realizada a partir de um complexo e extenso código computacional, desenvolvido em linguagem de programação *Python* e disponível para livre acesso e edição na internet ⁴. Esse *script* considera variáveis inerentes às regiões observadas (horário solar local, horários do nascer e do pôr do Sol no local, coordenadas geográficas, dentre outros), aos canais do sensor do satélite (constantes de calibração, funções filtro, etc) e às variações astronômicas no período de tempo estudado (tempo solar verdadeiro, equação do tempo, declinação solar, etc) e calcula valores de SZA, VZA, r_{eff} , refletâncias nos canais VIS e NIR e temperatura de brilho (T_b) dos pixels de nuvens.

³ Maio (2013), junho (2013), agosto (2012) e outubro (2012) são meses em que, em alguns horários específicos, há *deficit* no número de imagens (para saber a magnitude deste *deficit*, ver Apêndice A).

⁴ Projeto disponível em <<http://fap.if.usp.br/~acorreia/GOES-production>>.

4.2.4.1 – Refletâncias nos canais VIS e NIR

Antes de serem convertidas em radiância as contagens realizadas pelo GOES 13 possuem o formato GVAR (*Goes Variable Format*, do inglês) e são codificadas em 16 bits. Um primeiro tratamento desses dados consiste em transformá-los em contagens de 10 bits, o que é feito simplesmente dividindo as contagens medidas pelo fator 32. O resultado, no caso de observações no canal VIS, é então tornado em radiância através da fórmula 4.1 (NOAAa, 2018), onde $m_{0,63}$ e X_0 são constantes de calibração⁵ aferidas antes do satélite ser lançado, $X_{0,63}$ são as contagens medidas (agora em 10 bit) pelo canal 1 do satélite e $L_{0,63}^{pré}$ é a radiância, em $W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m)$, estimada com o sensor imageador ainda em terra.

$$L_{0,63}^{pré} = m_{0,63} (X_{0,63} - X_0) \quad (4.1)$$

A fórmula 4.1 só pode ser utilizada antes do lançamento do satélite, ou seja, quando o instrumento ainda está em solo. Após o satélite atingir sua órbita, as contagens passam a levar em consideração a constante de degradação C que neste estudo vale 1,255, valor referente a fevereiro de 2013 (NOAAa, 2018). A utilização da equação 4.2 fornece então a radiância no canal 1 (agora com o satélite em órbita) a partir da qual as refletâncias na região do visível serão derivadas.

$$L_{0,63}^{pós} = L_{0,63}^{pré} \cdot C \quad (4.2)$$

No caso de sensoriamento remoto de nuvens o cálculo de refletâncias deve considerar a correção na distância entre o Sol e a Terra (d'/d), o cosseno do SZA ($\cos(SZA) = \mu_0$) e a irradiância solar total incidente no TOA (F_0), o que torna a fórmula 3.30 mais completa de acordo com a finalidade pretendida.

$$\rho_\lambda = \frac{\pi \cdot L \cdot (d'/d)^2}{F_0 \cdot \mu_0} \quad (4.3)$$

Conforme já discutido no tópico 4.1.1, o sensor imageador do satélite possui funções filtro para seus diferentes canais. Isso faz com que todas as quantidades radiativas medidas pelo instrumento sejam médias obtidas sobre estas funções, aqui

⁵ Todas as constantes de calibração do Goes 13, antes e depois do satélite entrar em órbita, estão disponíveis em NOAAa (2018) e em NOAAb (2018).

representadas por $\xi(\lambda)$. Sendo assim, para que a refletância espectral difusa ρ_λ seja derivada levando em contas as respostas espectrais a irradiância solar total incidente no TOA (F_0) deve ser substituída pela irradiância solar espectral média $f_0(\lambda)$ (Platnick & Fontenla, 2006), dada pela equação 4.4.

$$f_0(\lambda) = \frac{\int_{\Delta\lambda} F_0(\lambda) \xi(\lambda) d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} \xi(\lambda) d\lambda} \quad (4.4)$$

Após o cálculo de $f_0(\lambda)$ pode-se finalmente obter a refletância espectral difusa para o comprimento de onda centrado em 0,63 μm (canal 1) através da equação 4.5, onde a razão entre π e $f_0(0,63)$ resulta no fator k , o qual vale 0,00116 ($\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m}$)/W para o canal VIS do GOES 13 (NOAAa, 2018).

$$\rho_{0,63} = \frac{k \cdot L_{0,63}^{\text{pós}} \cdot (d'/d)^2}{\mu_0} \quad (4.5)$$

Analogamente ao canal VIS, a obtenção de refletâncias no canal NIR também utiliza contagens que são convertidas de 16 para 10 bits. Os resultados também são transmutados em radiância, só que neste caso é utilizada a fórmula 4.6,

$$L_{3,9}^{\text{pós}} = 0.6562 \left(\frac{X_{3,9} - b_{3,9}}{m_{3,9}} \right) \quad (4.6)$$

, onde $X_{3,9}$ são as contagens realizadas pelo canal 2, $b_{3,9}$ e $m_{3,9}$ são constantes de calibração pós-lançamento⁵, $L_{3,9}^{\text{pós}}$ é a radiância observada pelo canal 2 e o fator multiplicativo 0,6562 converte os resultados de $\text{mW}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{cm}^{-1})$ para $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m})$ (NOAAa, 2018).

O cálculo da refletância espectral difusa para o canal NIR também leva em consideração a resposta espectral dos sensores do satélite em torno da região espectral do infravermelho próximo. Platnick e Fontenla (2006) analisaram, para este intervalo do espectro eletromagnético (3,4 a 4,2 μm), vários valores de F_0 medidos e utilizados por diferentes pesquisadores. O resultado pode ser visto na Figura 4.20, onde uma curva foi ajustada (fórmula 4.7) ao conjunto de valores de irradiância solar no TOA selecionado pelos autores daquele estudo.

Figura 4.20: Ajuste de conjuntos de dados de irradiância solar incidente no TOA selecionados por Platnick & Fontenla, 2006.

$$f_0(\lambda) = 157.91 - 66.34 \lambda + 7.265 \lambda^2 \quad (4.7)$$

Para o comprimento de onda central do canal 2 (3,9 μm) a equação de ajuste obtida por Platnick e Fontenla oferece um valor aproximado de 9,7 W/(m².μm) para f_0 , quantidade essa utilizada para a derivação de refletâncias (canal NIR) no *script Python*.

O cálculo da refletância dos pixels na região do NIR é computado assumindo que, em adição à radiação refletida pelos alvos, é importante também considerar a contribuição referente à emissão termal (calor) destes mesmos alvos. A porção refletida tem a mesma formulação dada pela equação 4.3, que invertida fornece a radiância espectral $L_{3,9}^{(pós, refl.)}$ devido à reflexão (equação 4.8).

$$L_{3,9}^{(pós, refl.)} = \frac{\rho_{3,9} \cdot f_0 \cdot \mu_0}{\pi \cdot (d'/d)^2} \quad (4.8)$$

Para meios opacos a parcela referente à emissão termal é derivada a partir da Lei de Kirchhoff (equação 4.9), a qual afirma que em cada λ a emissividade cresce com a diminuição de sua refletância (Lorenzzetti, 2015):

$$\varepsilon_\lambda = 1 - \rho_\lambda \quad (4.9)$$

Igualando a equação 4.9 à 3.24 e isolando a radiância espectral $L_{3,9}^{pós, term.}$ correspondente à emissão termal obtêm-se a equação 4.10 que, somada à radiância mostrada na equação 4.8, oferece a radiância espectral total $L_{3,9}^{pós}$ dos pixels em 3,9 μm (equação 4.11).

$$L_{3,9}^{(pós, term.)} = B_{3,9}(T) \cdot (1 - \rho_{3,9}) \quad (4.10)$$

$$L_{3,9}^{pós} = \frac{\rho_{3,9} \cdot f_0 \cdot \mu_0}{\pi \cdot (d'/d)^2} + B_{3,9}(T) \cdot (1 - \rho_{3,9}) \quad (4.11)$$

A refletância dos pixels no canal NIR é calculada assumindo que a emissividade dos alvos no IR (canal 4, 11 μm) é igual a 1 (corpos negros), que a transmissão ao longo da extensão vertical desses alvos no canal NIR é nula e que a soma da emissividade e da refletância direcional da superfície também é igual à unidade neste canal (Kaufman & Nakajima, 1993). Além disso, a transmitância bidirecional (t_0) da radiância em 3,9 μm refletida entre os alvos e os sensores do canal 2 também é levada em consideração.

Análises realizadas pelo Laboratório de Física Atmosférica (LFA) do Instituto de Física da USP (IFUSP) procuraram estabelecer, utilizando o software de cálculo de transferência radiativa na atmosfera libRadtran, os valores de t_0 em função da temperatura (em Kelvins) dos pixels. Para tanto, a coluna de água precipitável acima dos alvos foi fixada em 5 cm, enquanto o ângulo SZA escolhido foi o de 30°. Um polinômio de quarto grau foi ajustado para os pontos resultantes, de forma que a relação obtida é mostrada na equação 4.12.

$$t_0 = -31,1175 + 0,5609 \cdot T - 0,0037 \cdot T^2 + 1,0624 \cdot 10^{-5} T^3 - 1,156010^{-8} T^4 \quad (4.12)$$

Deste modo, isolando o termo $\rho_{3,9}$ em 4.11 e considerando que $t_0\%$ da radiância total espectral refletida é transmitida entre os alvos e os sensores do canal 2 é possível obter $\rho_{3,9}$ através da equação 4.13 aqui fornecida.

$$\rho_{3,9} = \frac{L_{3,9}^{pós} - B_{3,9}(T)}{\frac{t_0 f_0 \mu_0}{\pi \cdot (d'/d)^2} - B_{3,9}(T)} \quad (4.13)$$

Semelhantemente ao presente trabalho, Kaufman & Nakajima (1993) utilizaram a abordagem de sensoriamento remoto orbital para discutir os efeitos da fumaça de queimadas no albedo e outras variáveis microfísicas de nuvens sobre a Amazônia. Esses pesquisadores indicaram que a ponderação da porcentagem no cálculo de $\rho_{3,9}$ depende da quantidade de água precipitável acima do topo das nuvens, sendo que o valor 0,75 corresponde a 0,7 cm de água acima da nuvem e que análises de sensibilidade com relação a esse parâmetro resultam em incertezas na ordem de $\pm 0,01 \mu\text{m}$ nos raios efetivos obtidos posteriormente. Apesar disso o autor deste trabalho optou, devido ao fato de ser mais adequada à Amazônia, por empregar o uso da equação 4.12 para derivar a transmitância bidirecional t_0 no canal NIR.

4.2.4.2 – Temperatura de alvos - canal IR

A aquisição de valores de temperatura dos pixels também segue um roteiro parecido com aqueles utilizados para derivar as refletâncias nos canais VIS e NIR, de maneira que após as contagens mensuradas a partir do canal IR (canal 4, centrado em $11 \mu\text{m}$) serem convertidas de 16 para 10 bits os valores resultantes (X_{11}) são transformados em radiância espectral através da fórmula 4.14. Nessa equação b_{11} e m_{11} são constantes de calibração pós-lançamento⁵ referentes ao canal 4 e $L_{11}^{\text{pós}}$ é a radiância observada por esse canal (em $\text{mW}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{cm}^{-1})$) (NOAAb, 2018).

$$L_{11}^{\text{pós}} = \frac{X_{11} - b_{11}}{m_{11}} \quad (4.14)$$

O próximo passo em direção à obtenção das temperaturas de pixels é inverter a função de Planck e calcular a temperatura efetiva (T_{eff}), a qual explica a variação da função de Planck através da banda de transmissão espectral do canal IR. Isso é realizado pela equação 4.15, onde T_{eff} está em Kelvins e os coeficientes⁵ n , C_1 (em $\text{mW}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{cm}^{-4})$) e C_2 (em K/cm^{-1}) são respectivamente o número de onda central do canal e as duas constantes de radiação (NOAAb, 2018).

$$T_{\text{eff}} = \frac{C_2 \cdot n}{\ln \left[1 + \frac{(C_1 \cdot n^3)}{L_{11}^{\text{pós}}} \right]} \quad (4.15)$$

Segundo NOAA (2018) a correspondência entre T_{eff} e a temperatura de brilho (T_B) dos alvos pode ser calculada através de uma relação linear decrescente onde os coeficientes linear e angular equivalem a constantes de conversão. Nesse modelo as diferenças entre os valores de T_B e T_{eff} aumentam conforme a temperatura do alvo decresce, de forma que diferenças da ordem de 0,1 K são geralmente observadas. Dado isso, NOAA (2018) oferece uma maneira de reduzir em um fator de 10 os erros resultantes desta aproximação linear, fazendo com que desvios abaixo de 0,001 K sejam atingidos mesmo a temperaturas maiores que 310 K ou menores que 210 K. Trata-se do polinômio de segunda ordem mostrado na equação 4.16, onde as constantes foram obtidas na tabela 3.6 da referência citada.

$$T_b = -0.52227011 + 1.0023802 \cdot T_{\text{eff}} - 2.0798856 \cdot 10^{-6} \cdot T_{\text{eff}}^2 \quad (4.16)$$

4.2.4.3 – Identificação dos pixels preenchidos por nuvens

As formulações mostradas nos tópicos 4.2.4.1 e 4.2.4.2 fornecem os valores de refletância espectral e temperatura dos alvos observados pelo GOES 13. Esses pixels observados podem ser preenchidos por solo (áreas de pastagem, locais com construções em concreto e outros materiais, descampados, asfalto, etc), corpos d'água (lagos e rios), vegetação (planícies gramadas, dossel de árvores, folhas secas, etc) e também por nuvens. Sendo assim, considerando esta grande variedade de alvos disponíveis, o *script* utilizado precisa, de alguma maneira, implementar um mecanismo de controle que diferencie e separe somente os pixels preenchidos por nuvens. Esta tarefa faz parte de todo estudo que envolve sensoriamento remoto por satélites, sendo que o pesquisador deve sempre se atentar e analisar as características que influenciam as respostas espectrais dos alvos observados (e.g. Rossow et al., 1993; Shi Song et al., 2016; Kaufman & Nakajima, 1993).

Um método geralmente utilizado para distinguir pixels preenchidos ou não por nuvens consiste na utilização de limites (*thresholds*, do inglês) superiores e/ou inferiores para os valores de temperatura de brilho e de refletância na região do visível (Kidder & Haar, 1995). O primeiro desses limites é determinado, neste trabalho, da seguinte forma: uma vez que as gotas de nuvens se formam quando

uma parcela de ar úmido ascende e atinge a supersaturação e sabendo que para uma parcela composta de ar úmido não saturado a ascensão na atmosfera real é muito próxima da adiabática (Grimm, 1999), pode-se usar a taxa adiabática seca ($\Gamma = 9,8^\circ\text{C}/\text{km}$) para prever as variações de temperatura da parcela conforme ela se distancia da superfície. A Figura 4.21 apresenta, para o período estudado, as médias de temperatura ao nível do solo para cada área de 40 mil km^2 em torno dos *sites*. Os resultados mostram que o valor de 28°C corresponde a uma boa estimativa para a temperatura média do ar à superfície, embora o *site* AF apresente médias ligeiramente maiores. Sendo assim, adotando essa estimativa de 28°C e utilizando Γ o valor aproximado de 11°C ($284,15\text{ K}$) é obtido para parcelas que estão entre 1,5 km e 2 km acima do solo, distância aproximada na qual a grande maioria de nuvens baixas está inclusa (WMO, 2018).

Figura 4.21: Médias mensais de temperatura do ar ao nível do solo (*Air Temperature at Surface*, ATS) nos *sites* PR, AT, RB e AF obtidas pelo espectrômetro AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*) a bordo do satélite EOS-AQUA. Valores disponibilizados pela plataforma GIOVANNI.

As respostas espectrais dos alvos observados por instrumentos de sensoriamento remoto dependem de várias características particulares de cada alvo. Para vegetações, por exemplo, a refletância para comprimentos de onda no visível ($\rho_{0,63}$) depende fortemente da quantidade de clorofila nas folhas e não ultrapassa

20% (Marte et al., 2010), sendo que várias outras características (geometria das folhas, quantidade de água nessas folhas, sua estrutura interna, a área do dossel, etc) também influenciam nas refletâncias apresentadas. No caso de rios, Ferreira & Filho (2009) apud Lillesand & Kiefer (1987) destacaram que o aumento da quantidade de matéria orgânica na água modifica a $\rho_{0,63}$, sendo que rios turvos apresentam maior $\rho_{0,63}$ que rios limpos. Para solos, as respostas espectrais são funções do teor de umidade, da quantidade de matéria orgânica e da própria composição do solo (argiloso, arenoso ou siltoso) sendo que, quanto menor o teor de compostos orgânicos e argila, maior a refletância no visível (Jensen, 2014).

A Figura 4.22 mostra os valores de ρ_λ medidos por um espectro radiômetro manual apresentados por diferentes alvos e materiais presentes na superfície terrestre. A partir dessa figura pode-se notar que a maior $\rho_{0,63}$ é apresentada pelo concreto (cerca de 35%). Em seguida, em ordem decrescente e também para $\lambda \sim 0,63 \mu\text{m}$ vem o tijolo vermelho (~33%), a areia (~25%), o solo argilo-arenoso (~16%), a manta de asfalto (~6%), a grama (espécie *Centipede*) (~4%) e a turfa (~2%), sendo que a água líquida também apresenta $\rho_{0,63}$ bem menor que 5%.

Figura 4.22: Refletância espectral de materiais seleccionados. (Adaptado de Jensen, 2014).

Durante o dia as nuvens geralmente aparecem brilhantes em imagens de radiância obtidas no canal VIS. As imagens adquiridas no canal 2, por sua vez, aparecem normalmente de modo inverso, ou seja, quanto maior o brilho de um pixel,

Figura 4.25: Imagem de radiância medida pelo canal 4 (IR) do GOES 13 às 19:45 do dia 07/02/2012. Os pixels com nuvens foram invertidos para que apareçam em tons claros. Fonte: Plataforma CLASS da NOAA. <Disponível em <https://www.class.ncdc.noaa.gov/saa/products/welcome>>. Acessado em 21/04/2018.

Para determinar os limites de refletância no canal VIS foram utilizados como referência quantitativa os valores mostrados no gráfico de respostas espectrais da Figura 4.22, apesar desses valores não corresponderem à região Amazônica. Além disso, inspeções visuais de diversas imagens de radiância como aquelas apresentadas nas Figuras 4.23, 4.24 e 4.25 também serviram de fundamentação para que os *thresholds* nos canais 1 e 4 fossem estabelecidos. As características do solo no entorno de cada *site* estudado foi um fator adicional levado em consideração para a escolha dos *thresholds*. As áreas de 40 mil km² sobre os *sites* do grupo CTRL, por exemplo, cobrem regiões pouco desmatadas que possuem grande cobertura vegetal, alguns rios e poucas estradas e construções em seu interior. Isso faz com que os limites de refletância possam ser um pouco mais flexíveis nessas áreas, pois os gradientes entre os valores de radiância observados para os pixels de fundo e os pixels de nuvens são maiores. Os *sítios* do grupo DESM, ao contrário, estão inseridos em regiões densamente urbanizadas, fato que faz com que pixels referentes à áreas construídas se confundam de maneira mais acentuada com aqueles preenchidos por nuvens. Sendo assim, os *thresholds* no canal VIS para os *sítios* do grupo DESM são um pouco mais rigorosos do que aqueles impostos para o grupo CTRL. A implementação dos *thresholds* mostrados na Tabela 4.5 tem como objetivo principal garantir que não sejam selecionados pixels de superfície, porém não garante que pixels de nuvens que apresentam baixa refletância (*cirrus*, por exemplo) ou porções com $T_b > 11^\circ\text{C}$ não sejam excluídos.

Tabela 4.5: *Thresholds*, em função dos grupos de estudo, para que os pixels observados sejam classificados como preenchidos por nuvens.

Grupo	Limite inferior para refletâncias no VIS (%)	Limite superior para temperaturas no IR (°C)
CTRL	30	11
DESM	35	11

4.2.4.4 – Inversão de raios efetivos de partículas presentes em nuvens

Apesar do sensor imageador do satélite registrar imagens de radiância em sua maioria das camadas superiores das nuvens, os r_{eff} de uma nuvem podem ser considerados adequadamente similares às mesmas características no interior de nuvens na mesma altura, desde que não haja precipitação sobre esse volume (Rosenfeld et al. 2014). Além disso, é possível considerar que o r_{eff} é homogêneo para uma camada horizontal de uma nuvem (Rosenfeld et al. 2014).

A avaliação da sensibilidade da refletância em relação à COD de uma nuvem e aos raios efetivos de suas partículas pode ser apresentada em diagramas como o da Figura 4.26, onde é possível observar que valores de COD são fortemente correlacionados com refletâncias em um comprimento de onda não absorvedor (no caso, 0,64 μm), enquanto as respostas de refletâncias em um comprimento de onda absorvedor (3,75 μm) são mais sensíveis às variações dos raios efetivos. Isso ocorre pois a distância que os fótons conseguem percorrer sem serem absorvidos (o livre caminho médio) é maior em λ pouco absorvedores, ou seja, os fótons interagem mais tempo com a nuvem, sendo, então, mais sensíveis à COD da mesma. Já os fótons de λ absorvedores não percorrem um caminho longo ao longo da espessura da nuvem a ponto de serem sensíveis ao COD, sendo mais sensíveis então ao tamanho das gotas ou das partículas de gelo (Mendonça, 2017).

A Figura 4.26 também mostra que para COD's maiores as refletâncias em 0,64 μm e 3,75 μm seguem tendências quase ortogonais, sendo que praticamente não há variações de refletância no visível para diferentes valores de r_{eff} . Essa observação é importante pois para os limites inferiores de refletância no visível (30% e 35%) escolhidos a profundidade óptica da nuvem (COD) é aproximadamente independente do raio efetivo e as investigações de r_{eff} em nuvens espessas se faz mais relevante em comprimentos de onda próximos a 3,75 μm .

Figura 4.26: Refletância espectrais em 0,64 μm e 3,75 μm para nuvens em diferentes combinações de COD e r_{eff} com SZA de 60° e VZA médio de 10° (adaptado de Nakajima & King (1990) por Kaufman & Nakajima, 1993).

Estudos de sensoriamento remoto (e.g. Platnick et al., 2003; Kaufman & Nakajima, 1993; Nakajima & King, 1990) frequentemente empregam o uso de tabelas de referência, também chamadas de *Look-Up Tables* (LUT, do inglês), a partir das quais se dá a inferência de grandezas físicas de interesse. Menzel et al. (2015), por exemplo, utilizaram essa técnica para a derivação de valores de COD e r_{eff} em nuvens, sendo que os dados simulados mostrados na Figura 4.26 podem ser considerados uma representação de uma LUT.

Mendonça (2017), em sua dissertação de mestrado, estudou e desenvolveu a LUT utilizada para a inversão de valores de r_{eff} calculados neste trabalho. Para tanto, a pesquisadora lançou mão do software libRadtran, o qual resolve a transferência radiativa na atmosfera e devolve valores de radiância e refletância espectrais. Os dados de saída são obtidos em função de diferentes parâmetros definidos pelo usuário, como a geometria de incidência e reflexão da radiação (SZA, VZA e ϕ_r), as COD e alturas de base e topo de nuvens simuladas, os valores de r_{eff} para as partículas dessas nuvens, o estado físico das partículas (nuvens de água ou de gelo) e os comprimentos de onda desejados (no caso, o intervalo de λ 's correspondentes à função filtro do canal 2 do GOES 13, indo de 3,7 a 4,2 μm).

As simulações foram realizadas considerando dezesseis valores de θ_0 (entre 0 e 75°), três valores para θ (10°, 20° e 30°), dois valores de φ_r (150° e 30°, correspondentes a horários da manhã e da tarde, respectivamente), COD igual a 50 (nuvem espessa típica de convecção profunda em regiões tropicais), perfil atmosférico tropical (disponível no próprio *software*), coluna de vapor d'água de 6 cm, fração de cobertura de nuvens igual a 100%, parametrização de gelo proveniente de Baum et al. (2005), nuvem situada entre 4 e 6 km de altitude e raios efetivos indo de 2 a 59 μm . A limitação de 75° em θ_0 é importante pois para as simulações realizadas é considerada a aproximação de atmosfera plano paralela, onde as variações verticais são mais significativas que as horizontais e onde a espessura da atmosfera (cerca de 120 km) é muito inferior ao raio terrestre (aproximadamente 6300 km), de modo que a atmosfera é vista como uma composição de camadas horizontalmente homogêneas estruturadas verticalmente (Yamasoe & Corrêa, 2016). Levando todas as considerações em questão, a inversão dos valores de r_{eff} baseada na $\rho_{3,9}$ é dada da seguinte maneira: excluindo as emissões térmicas da superfície terrestre pela imposição dos *thresholds* e de posse dos valores de $\rho_{3,9}$ calculados pelo *script Python* e dos valores simulados pelo libRadtran, procura-se na LUT a combinação mais adequada. Caso não haja correspondência disponível, o *script* calcula o valor aproximado de $\rho_{3,9}$ a partir de interpolações lineares entre dois pontos consecutivos. Após a determinação dessa refletância espectral obtêm-se os valores de r_{eff} a partir dos valores presentes na LUT, a qual tem representação gráfica mostrada na Figura 4.27 e mostra o decaimento de $\rho_{3,9}$ conforme os raios efetivos das partículas aumentam.

Figura 4.27: Valores de r_{eff} em função das $\rho_{3,9}$ calculadas para nuvens de água líquida ("water") e de gelo ("ice") simuladas pelo software libRadtran e utilizados no *script* (adaptado de Mendonça, 2017).

Capítulo 5 – Resultados

Neste capítulo iremos apresentar os resultados experimentais obtidos para pixels de nuvens observados sobre os sítios dos grupos CTRL e DESM. Esses resultados são oriundos da implementação do código computacional (*script*) mencionado nos capítulos anteriores. Esse código utiliza como dados de entrada as imagens de radiância mensuradas pelo satélite e calcula a temperatura de brilho das nuvens (T_b), as refletâncias nos canais visível ($\rho_{0,63}$) e infravermelho próximo ($\rho_{3,9}$) e também o raio efetivo (r_{eff}) dos hidrometeoros pertencentes às nuvens. As imagens típicas obtidas pelos canais 1, 2 e 4 do GOES 13 são exemplificadas nas Figuras 4.23, 4.24 e 4.25. Os valores de $\rho_{0,63}$, $\rho_{3,9}$, e T_b , por sua vez, podem ser visualizados (sobre a macrorregião selecionada) nas Figuras 5.1, 5.2 e 5.3, as quais mostram os resultados calculados e processados para o mesmo dia e horário (07/02/2012 às 19:45, hora UTC) das imagens mostradas no capítulo 4.

Figura 5.1: Exemplo de imagem processada pelo *script* a partir de medidas do canal visível do sensor imageador do GOES-13. A refletância foi corrigida de acordo com o ângulo de iluminação solar (VZA) no horário da aquisição da imagem. Uma vez que no visível os pixels de nuvens são aqueles com refletância maior que 30% ou 35% a escala de cores indica o grande número de nuvens, desde as baixas e pouco desenvolvidas até os grandes conglomerados de *cumulonimbus*.

Figura 5.2: Exemplo de imagem processada a partir de medidas do canal 2 (NIR) do satélite GOES-13. A refletância foi corrigida de acordo com o VZA no horário da aquisição da imagem.

Figura 5.3: Exemplo de imagem processada a partir de medidas do canal 4 (IR) do satélite GOES-13. A escala de cores indica a temperatura de brilho dos pixels observados.

Os resultados são organizados em três tópicos ao longo deste capítulo: o primeiro mostra as medidas referentes aos pixels de nuvens observados sobre os sítios do grupo CTRL, áreas que possuem menor influência da fumaça proveniente de queimadas; o segundo analisa os resultados adquiridos para as áreas sobre os sítios do grupo DESM, ou seja, regiões que apresentam maiores concentrações de fumaça em camadas mais baixas da atmosfera; o último tópico se dedica a comparar, com o enfoque na evolução horária das variáveis observadas, os resultados dos tópicos precedentes.

5.1 – Nuvens nos sítios PR e AT

Nesta seção são apresentados os resultados calculados para os pixels de nuvens sobre os sítios PR e AT. Primeiramente serão analisados os valores de $\rho_{0,63}$ e $\rho_{3,9}$ e, num segundo momento, os valores de T_b . Após, os raios efetivos de hidrometeoros também serão analisados e, por fim, a evolução temporal diurna das nuvens será estudada. Toda esta análise será primeiramente realizada para o dados relativos ao sítio PR e depois para os dados observados sobre o sítio AT.

5.1.1 – Refletâncias nos canais 1 e 2

Na Figura 5.4 estão as distribuições relativas da refletância no visível para os pixels de nuvens sobre o sítio PR observados entre 2012 e 2015. Esses resultados remetem à frequência de distribuição de nuvens mais ou menos espessas (vide Figura 4.26) e foram divididos em dois grupos conforme a Tabela 4.4 que define as estações úmida e seca para os sítios do grupo CTRL. Os bins na cor avermelhada dispostos à frente dos bins em tom azul representam todos os valores medidos para a estação seca no *site* observado.

A Figura 5.4 indica que para todos os horários considerados há maior frequência relativa para $\rho_{0,63}$ menor que 70% (nuvens menos espessas, que apresentam menor COD). Isso ocorre para as estações seca e úmida, embora o número de pixels de nuvens na primeira seja muito menor que na segunda. Além disso, há também uma maior possibilidade de que mais pixels com $\rho_{0,63}$ entre 70% e 90% sejam contados após o meio dia durante a estação seca, embora a amplitude dessas frequências não se sobreponha às de frequências com $\rho_{0,63} < 70\%$.

Figura 5.4: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de refletância no canal 1 (VIS) para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor avermelhada) para o *site* PR. Notar que há muito menos pixels de nuvens na estação seca.

Outra forma de analisar os pixels de nuvens reside na construção de diagramas de caixa (ou *boxplots*, do inglês) para os valores de refletância, temperatura de brilho e raio efetivo das partículas. Nesse tipo de diagrama são mostrados os limites inferior e superior dos dados, bem como suas medianas e os percentis inferior e

superior (correspondentes a 25% e 75% do total de pontos, respectivamente) de todo o conjunto de pontos. A Figura 5.5 exibe o ciclo diurno dos diagramas de caixa para os valores de $\rho_{0,63}$ dos pixels de nuvens sobre o sítio PR. Neste caso os dados também são agrupados de acordo com as estações chuvosa (diagrama superior esquerdo) e seca (diagrama inferior esquerdo), sendo os resultados para os meses de transição igualmente disponibilizados. De maneira geral, durante a estação úmida e os meses de transição (julho e dezembro) praticamente não há variação horária nos valores de $\rho_{0,63}$, sendo que a mediana permanece entre 50% e 60% durante todo o dia. Para a estação seca há uma ligeira elevação da mediana (ela se aproxima mais dos 60%) após o meio dia solar local, variação que não representa diferença estatística significativa quando comparada com os valores médios da estação úmida.

Figura 5.5: Evolução horária para os diagramas de caixa referentes à refletância na região visível do espectro eletromagnético. Valores plotados de acordo com o horário solar local do sítio PR para as estações úmida (caixas em azul, diagrama superior esquerdo), seca (caixas em vermelho, diagrama inferior esquerdo) e também para os meses de transição (diagramas à direita, com *boxplots* hachurados).

Os resultados mostrados nas Figuras 5.4 e 5.5 se referem ao sítio PR. Com relação ao sítio AT, a Figura 5.6 também exibe maior distribuição relativa para pixels com refletância menor que 70% durante todo o dia, sendo que esse comportamento segue aquela tendência (frequência maior para nuvens com menor COD) apresentada pelas frequências relativas obtidas sobre o sítio PR.

Figura 5.6: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de refletância no canal 1 para os pixels de nuvens para as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) no *sítio* AT. Notar que aqui também há muito menos pixels de nuvens na estação seca comparativamente à úmida.

Uma observação cuidadosa da Figura 5.6 revela que o primeiro e o último horários mostrados não coincidem com aqueles mostrados na Figura 5.4. Isso ocorre devido à localização dos diferentes sítios e à limitação superior no valor de SZA em 75° , ângulo a partir do qual a aproximação de atmosfera plano paralela utilizada na confecção das tabelas de referência (LUT) passa a não ser satisfatória. Sendo assim, é importante salientar que a comparação entre sítios do mesmo grupo deve ser realizada somente entre às 8:45 e as 16:45 (horário solar local).

Os diagramas de caixa contendo os dados de $\rho_{0,63}$ calculados para o sítio AT são mostrados na Figura 5.7, onde também vê-se que as medianas de refletância seguem a tendência de permanecer entre 50% e 60% para ambas as estações e para a maioria dos horários analisados. O destaque fica para o período próximo ao pôr do Sol (às 17:45 no horário solar local do *site* AT), quando a mediana se aproxima de 40% e o valor máximo não ultrapassa 85% para as estações seca e úmida e também para as transições entre elas.

Figura 5.7: Evolução horária para os diagramas de caixa referentes à $\rho_{0,63}$. Valores plotados de acordo com o horário solar local do sítio AT para as estações úmida (caixas em azul), seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

Assim como os dados calculados a partir de radiâncias observadas pelo canal 1 do satélite os valores obtidos a partir de radiâncias mensuradas pelo canal 2 também são analisados. A refletância no canal 2 está relacionada ao tamanho dos hidrometeoros (conforme Figura 4.27), sendo que a Figura 5.8 apresenta os histogramas de frequências relativas para os pixels observados sobre o sítio PR.

Figura 5.8: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de refletância no canal 2 para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o *site* PR.

Numa primeira observação da Figura 5.8 é possível notar que, igualmente ao que ocorre para $\rho_{0,63}$, não há diferenças significativas para as distribuições relativas entre as estações seca e úmida. Somado a isso, o número de pixels de nuvens com valores de $\rho_{3,9}$ menores que 10% aumenta significativamente com o passar das horas, tendência que indica o crescimento das gotas e dos cristais de gelo nas nuvens. Esse comportamento também é observado nos *boxplots* mostrados na Figura 5.9, onde o decaimento da mediana para valores menores que 10% é evidente com o passar das horas durante o dia. Outro fato interessante mostrado nos diagramas da Figura 5.9 é comportamento do valor máximo da refletância em 3,9 μm para os pixels observados, o qual não ultrapassa, em nenhum mês do ano e em nenhum horário durante o dia, os 35%.

Figura 5.9: Evolução horária para os diagramas de caixa referentes à refletância para comprimentos de onda na região do infravermelho próximo (3,9 μm) no espectro eletromagnético. Valores plotados de acordo com o horário solar local do sítio PR para as estações úmida (caixas em azul), seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

Os resultados obtidos para os valores de refletância no infravermelho próximo calculados sobre o sítio AT são plotados nas Figuras 5.10 e 5.11. A primeira dessas figuras mostra a mesma tendência observada para o sítio PR, ou seja, o aumento significativo no número de pixels com $\rho_{3,9} < 10\%$ com o passar das horas. A segunda figura, por sua vez, evidencia que as medianas de $\rho_{3,9}$ calculadas para o sítio AT

Figura 5.10: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de refletância no canal 2 (Infravermelho próximo ou “NIR”) para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o *sítio* AT.

apresentam valores menores que aqueles apresentados pelo sítio PR. Isso pode ser observado pelos quartis inferior e superior mostrados e também pelo valor médio da própria mediana em todas as estações. Este valor médio tende a sair de 10% no começo do dia para 5% por volta das 11:00 horas, a partir de quando ele praticamente não se altera.

Figura 5.11: Evolução horária para os diagramas de caixa referentes à refletância para comprimentos de onda na região do infravermelho próximo no espectro eletromagnético. Valores plotados de acordo com o horário solar local do sítio AT para as estações úmida (caixas em azul) e seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

5.1.2 – Temperatura de brilho

A temperatura de brilho dos pixels indica a coordenada vertical dos pontos pois quanto maior a altitude na troposfera, menor a temperatura do ar. Os resultados de T_b para os sítios do grupo CTRL também são mostrados em histogramas de frequência relativa e em diagramas de caixa ao longo desta seção. O primeiro

desses resultados se refere ao sítio PR e é observado na Figura 5.12, onde a maioria dos pixels apresenta temperaturas entre -20°C e 0°C nas primeiras três horas observadas. Entre 10:45 e 12:45 muitos pixels atingem os 10°C e de 12:45 até o fim do dia as temperaturas diminuem consideravelmente, com essa diminuição possuindo maior amplitude na época seca do que na época chuvosa.

Figura 5.12: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de temperatura de brilho para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o *site* PR.

A Figura 5.13 corrobora a análise acerca dos resultados da Figura 5.12, ou seja, a diminuição de T_b a partir das 12:45 (horário solar local). Além disso as duas figuras mostram a amplitude desse decaimento entre as diferentes horas do dia, indicando assim uma maior frequência de nuvens mais altas conforme a noite se aproxima. A transição da estação úmida para a seca e da seca para a úmida apresentam, respectivamente, maior e menor valores para a mediana da temperatura ao longo do dia. Enquanto o mês de julho possui medianas compreendidas entre 0°C e -10°C durante quase todo o período diurno, o mês de dezembro mostra medianas menores (entre -15°C e -45°C) também durante todo o período diurno.

Figura 5.13: Evolução horária dos diagramas de caixa referentes aos valores de T_b calculados para pixels de nuvens sobre o sítio PR. Valores plotados de acordo com o horário solar local para as estações úmida, seca e meses de transição (caixas hachuradas).

As frequências relativas para as T_b calculadas a partir das radiâncias medidas sobre o sítio AT são mostradas na Figura 5.14. A análise dessa figura aponta um comportamento próximo àquele apresentado pelas distribuições sobre o *sítio* PR. A maioria dos pixels também possui, para as duas estações e pela manhã,

temperaturas entre -20°C e 0°C ; isso ocorre, porém, com uma dispersão maior para temperaturas mais altas. A partir das 12:45 as contagens começam a se dispersar mais, sendo que a partir de 14:45 há maior concentração relativa de pontos com T_b em torno de -50°C . Outra observação interessante é que aparentemente na estação seca as distribuições relativas são maiores para temperaturas menores durante as últimas horas do dia.

Figura 5.14: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de T_b para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa e seca para o *site* AT.

A Figura 5.15 exibe os diagramas de caixa provenientes dos cálculos de T_b realizados para os pixels no sítio AT. Todos os diagramas (estações seca, úmida e meses de transição) mostram que as temperaturas diminuem com o passar das horas durante o dia, sendo que a amplitude dessa diminuição é maior durante a transição da estação úmida para a seca (julho) do que da seca para a úmida (dezembro).

Figura 5.15: Evolução horária dos diagramas de caixa referentes aos valores de temperatura de brilho calculados para pixels de nuvens sobre o sítio AT. Valores plotados de acordo com o horário solar local para as estações úmida (caixas em azul), seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

5.1.3 – Tamanho das partículas

Assim como as refletâncias e a temperatura de brilho, os tamanhos de gotas ou partículas de gelo (r_{eff}) calculados para os sítios do grupo CTRL também são analisados através de histogramas de frequência relativa e *boxplots*. A Figura 5.16 mostra os histogramas para o sítio PR e indica que as maiores frequências relativas

Figura 5.16: Frequências relativas (de acordo com o horário solar local) de r_{eff} para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa e seca para o *site* PR. A distribuição relativa de tamanhos apresenta duas modas durante todo o período diurno, porém a diferença entre os valores máximos passa a ser mais evidente a partir das 10:45 no sítio PR.

se concentram próximo a 10 μm às 8:45, 9:45 e 10:45 para as estações chuvosa e seca, embora haja um número razoável de frequências para valores entre 20 μm e 25 μm também para as duas estações. Das 10:45 até as 13:45 há uma transição de valores mais elevados para tamanhos menores (e vice-versa), o que faz com que

surjam dois picos de frequência a partir das 13:45 (perto de 10 μm e 23 μm , respectivamente). Essas distribuições relativas evidenciam que o raio efetivo dos hidrometeoros segue uma distribuição bimodal durante ambas as estações e que fica mais evidente com os passar do tempo durante o dia. O saldo final na mudança dessa distribuição de tamanhos pode igualmente ser observado na Figura 5.17, que também destaca o crescimento nos valores de r_{eff} ao longo do dia. Das 8:45 até 12:45 as medianas de r_{eff} permanecem entre 10 μm e 15 μm , enquanto das 12:45 até as 16:45 esses valores ficam retidos entre 15 μm e 20 μm (tendência observada tanto na temporada seca quanto na chuvosa).

Figura 5.17: Evolução horária dos *boxplots* referentes aos valores de r_{eff} para pixels de nuvens sobre o sítio PR. Valores plotados de acordo com o horário solar local para as estações úmida, seca e para os meses de transição.

A análise de tamanhos das partículas observadas na região do sítio AT são exibidas nas Figuras 5.18 e 5.19. A Figura 5.18 indica que a transição sublinhada no caso do sítio PR ocorre de maneira mais rápida para o sítio AT (entre 9:45 e 11:45,

para ambas as estações). Além disso, a observação dos dois picos de distribuição de tamanho fica mais evidente a partir das 12:45, sendo que durante a época seca o máximo mais à esquerda atinge valores ligeiramente menores (entre 5 μm e 10 μm) do que na estação úmida.

Figura 5.18: Frequências relativas (de acordo com o horário solar local) de r_{eff} para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o *site* AT. A distribuição relativa de tamanhos apresenta duas modas durante todo o período diurno, porém a diferença entre os valores máximos passa a ser mais evidente a partir das 09:45 no sítio AT.

Os valores de r_{eff} para o sítio AT também apresentam como saldo final um aumento durante o ciclo diurno, conforme os diagramas de caixa plotados na Figura 5.19 indicam. Todavia, as medianas passam a figurar entre 15 μm e 20 μm das 9:45 às 14:45 para a época úmida e a partir das 10:45 para o período seco. Para a estação chuvosa, diferentemente do comportamento exibido para o sítio PR, as medianas mostram valores entre 20 μm e 25 μm a partir das 15:45. O pequeno aumento nas medianas exibido durante a estação úmida pode ser um indicativo de que na estação seca as gotas e cristais de gelo de nuvens levam mais tempo para atingir valores maiores de raio efetivo, o que também pode ser notado a partir da observação do limite superior dos *boxplots* após o meio dia solar local no sítio AT.

Figura 5.19: Evolução horária dos *boxplots* referentes aos valores de r_{eff} para pixels de nuvens sobre o sítio AT. Valores plotados de acordo com o horário solar local para as estações úmida (caixas em azul), seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

5.1.4 – Evolução temporal média das nuvens

Para investigar a influência que aerossóis por queimadas exercem sobre propriedades ópticas e microfísicas de nuvens é de suma importância estudar a evolução temporal dos r_{eff} em locais mais e menos atingidos pela pluma de fumaça. Isso é feito a partir do estudo da relação existente entre os r_{eff} e a T_b dos pixels, a qual corresponde a composições estatísticas dos 4 anos analisados e permite a investigação do modo como se dá a transição de nuvens convectivas quentes para nuvens mistas e posteriormente para nuvens convectivas frias bem desenvolvidas.

Conforme comentado no capítulo 3, Freud & Rosenfeld (2012) destacaram que a chance de ocorrência de processos de colisão e coalescência excede os 50% quando o r_{eff} das partículas ultrapassa $\sim 14 \mu\text{m}$. Levando essa observação em consideração, neste tópico contemplamos os valores de r_{eff} em função de T_b (medianas em 125 bins) de pixels de nuvens observados sobre os sítios do grupo CTRL dando destaque para esse limite de $14 \mu\text{m}$ (linha verde vertical em todos os gráficos) e sublinhando, com linhas horizontais azuis, as regiões correspondentes à ocorrência de nuvens quentes ($T_b > 0^\circ\text{C}$), mistas ($-38^\circ\text{C} < T_b < 0^\circ\text{C}$) e glaciadas ($T_b < -38^\circ\text{C}$) (Rosenfeld et al., 2011). Além disso, os gráficos desta e da próxima seção apresentam também as frequências absolutas dos valores de raio efetivo e temperatura de brilho dos pixels, as quais culminam em histogramas bidimensionais que facilitam a observação dos resultados obtidos.

5.1.4.1 – Estação Úmida

Os meses de janeiro, fevereiro, março, abril, maio e junho caracterizam a estação úmida nos sítios PR e AT. A evolução temporal dos r_{eff} e das T_b no primeiro desses sítios é apontada na Figura 5.20, a qual cobre todos os pontos calculados para os meses da época úmida nos anos de 2012 a 2015. Nos gráficos desta e das demais figuras apresentadas ao longo deste tópico as linhas vermelhas marcam a evolução do primeiro e do terceiro quartis e a linha preta central equivale à evolução das medianas dos 125 bins que subdividem os conjuntos de pontos.

A evolução temporal da densidade de pontos na Figura 5.20 mostra que, para o período matutino no sítio PR, a maior parte dos pixels observados se concentra em torno de temperaturas maiores que -30°C e r_{eff} menores que $14 \mu\text{m}$, o que indica um

Figura 5.20: Evolução temporal de distribuições e medianas de T_b e r_{eff} para época úmida no *site* PR.

número maior de nuvens baixas e médias no período da manhã. Além disso, os r_{eff} da maior parte das partículas pertencentes a nuvens mistas aumentam no período da manhã, praticamente permanecendo compreendidos entre 5 μm e 15 μm após às 10:45. A partir das 10:45, no entanto, um número significativo de pixels com r_{eff} entre 20 μm e 25 μm começa a se destacar, indicando assim que já há nuvens bem desenvolvidas nesse horário da manhã. Após o meio dia solar local há muitos pixels de nuvens baixas com raios efetivos baixos ($\sim 10 \mu\text{m}$), porém um maior número de pixels com raios efetivos maiores que 14 μm começa a se destacar. A partir das 13:45 a maior densidade de pixels de nuvens glaciadas aumenta consideravelmente, indicando uma transição convectiva que acontece de maneira bem rápida sobre o sítio PR.

Os resultados de r_{eff} em função de T_b para o sítio AT são apresentados na Figura 5.21, que também cobre todos os pontos calculados para os meses da época úmida nos anos de 2012, 2013, 2014 e 2015. A evolução temporal da densidade de pontos nessa figura mostra que a transição de nuvens convectivas quentes para convectivas frias ocorre de maneira ligeiramente diferente daquela apresentada pelo sítio PR. Apesar de no primeiro horário da manhã (às 8:45 no horário solar local) os valores de r_{eff} também se concentrarem entre 5 μm e 10 μm , às 9:45 e às 10:45 há mais pixels de nuvens glaciadas com raios efetivos maiores (que atingem raios entre 20 μm e 25 μm). Além disso, ainda nesses horários, ocorre uma maior dispersão (entre -10°C e -30°C) de pixels de nuvens mistas, sendo que a maior parte desses ultrapassa os 14 μm , aumentando assim a chance de que os processos de colisão e coalescência entre gotas de nuvens ocorram. Na segunda hora do período da tarde (13:45) os valores de raio efetivo referentes a nuvens quentes parecem diminuir (observar o comportamento das medianas) enquanto um maior número de pixels relativos a nuvens glaciadas começa a surgir. Durante a tarde, os raios efetivos das nuvens convectivas mais desenvolvidas se destacam, permanecendo entre 20 μm e 25 μm na maior parte da tarde e entre 20 μm e 30 μm no fim do dia.

Apesar das diferenças aqui citadas, a Figura 5.21 mostra que no sítio AT o crescimento e a evolução das nuvens acontece de maneira bem próxima àquela apresentada pelo sítio PR. De maneira geral, os sítios do grupo CTRL mostram que há muita dispersão de pontos, o que evidencia a existência simultânea de pixels de nuvens baixas, médias e altas na maior parte do dia na época úmida.

Figura 5.21: Evolução temporal de distribuições e medianas de T_b e r_{eff} para época úmida no *site* AT.

5.1.4.2 – Estação Seca

Os meses de agosto, setembro, outubro e novembro pertencem ao período seco nos sítios do grupo CTRL. A caracterização da evolução temporal de nuvens nesses sítios também é realizada através do estudo das variações diurnas de r_{eff} e T_b dos pixels de nuvens, sendo as Figuras 5.22 e 5.23 pertinentes aos *sítes* PR e AT, respectivamente.

Observando a Figura 5.22 pode-se perceber, através da variação da densidade de pontos ao longo do dia, que a probabilidade de ocorrência simultânea de nuvens mais e menos desenvolvidas é diferente daquela mostrada na estação úmida. Apesar de também haver aumento nos valores de r_{eff} com o passar das horas, a maior parte dos pixels fica concentrado em torno de raios menores e temperaturas maiores durante toda a manhã e a quantidade de pixels relativos a nuvens frias só começa a se destacar por volta das 13:45. Embora haja essa diferença entre as estações seca e úmida no *síte* PR, um fator comum entre essas duas estações é a tendência de que nas primeiras horas da tarde ocorra uma diminuição nos valores de raios efetivos de nuvens mistas, sugerindo que nos períodos posteriores as chances de ocorrência ou não de processos de colisão/coalescência sejam iguais.

Com relação ao sítio AT, há menos pontos na época seca do que na estação úmida. Até o meio dia solar local a densidade de pontos é mais concentrada para temperaturas entre 11°C e -20°C, sendo que às 9:45 a maior parte dos pixels de nuvens mistas ultrapassa os 14 μm . Por volta das 13:45 é perceptível um aumento na quantidade de nuvens glaciadas, mostrando que a transição de nuvens convectivas quentes para convectivas frias acontece no começo da tarde. Entre 14:00 e 17:00 há maior desenvolvimento convectivo, transição bem evidenciada pelas diferenças na densidade de pontos de nuvens quentes e nuvens glaciadas mostradas nos gráficos das 15:45 e das 16:45.

De maneira geral, não há grandes diferenças no desenvolvimento de nuvens entre as estações seca e úmida no sítio PR. Para o sítio AT, no entanto, há maior desenvolvimento convectivo conforme o fim do dia se aproxima para a estação seca. Isso pode ser observado pela comparação entre os gráficos das 17:45 das Figuras 5.23 e 5.21. Outra observação interessante a se destacar é a diferença no número de pontos entre as estações seca e chuvosa nos resultados do sítio AT, diferença essa que não é tão evidente no caso dos resultados relativos ao sítio PR.

Figura 5.22: Evolução temporal de distribuições e medianas de T_b e r_{eff} para a época seca no *site* PR.

Figura 5.23: Evolução temporal de distribuições e medianas de T_b e r_{eff} para a época seca no *site* AT.

5.1.4.3 – Meses de Transição

A transição da estação úmida para a seca nos sítios do grupo CTRL ocorre durante o mês de julho e a mudança do período seco para o úmido acontece no mês de dezembro. Devido ao foco deste trabalho ser a investigação da influência da fumaça de queimadas no desenvolvimento de nuvens, todos os resultados para os meses de transição referentes aos sítios PR e AT são mostrados no Apêndice B.

5.2 – Nuvens nos sítios RB e AF

Os resultados para os pixels de nuvens sobre os sítios RB e AF são apresentados neste tópico. Conforme realizado no item 5.1, aqui também serão analisados primeiramente os valores de $\rho_{0,63}$, $\rho_{3,9}$ e T_b dos pixels pertencentes às camadas superiores das nuvens. A evolução temporal diurna das nuvens também será estudada, primeiramente para o sítio RB e posteriormente para o sítio AF.

5.2.1 – Refletâncias nos canais 1 e 2

A Figura 5.24 mostra os histogramas de frequência relativa referentes aos valores de refletância no visível para os pixels do sítio RB. Esses histogramas também foram organizados de acordo com as estações chuvosa e seca para os sítios do grupo DESM (conforme a Tabela 4.4) e indicam, numa primeira análise, que há maior densidade de pontos para refletância menor que 70% (nuvens com COD baixo) durante todo o dia e para ambas as estações. A frequência relativa de pixels com refletância maior que 70% começa a aumentar próximo às 10:00, o que acontece de maneira um pouco mais acentuada durante a época seca. No começo da tarde, logo após o meio dia solar local, a distribuição de valores se dispersa um pouco mais e a quantidade de pixels com $\rho_{0,63}$ maior que 70% aumenta, além das frequências relativas das duas estações se aproximarem bastante. No fim da tarde, mais especificamente às 16:45, o número de pixels com refletâncias maiores diminui consideravelmente e a quantidade de pixels com refletâncias menores começa a aumentar, se aproximando do comportamento característico das 7:45 e 8:45 da manhã. Isso indica que há um maior número de nuvens pouco espessas no começo e no fim do dia para ambas as estações, apesar do número de pixels ser bem maior na época úmida do que na seca.

Figura 5.24: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de refletância no canal 1 (VIS) para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o *site* RB. Notar que há muito menos pixels de nuvens na estação seca comparativamente à estação úmida.

Na Figura 5.25 é exibido o ciclo diurno, através de *boxplots*, dos valores de $p_{0,63}$ dos pixels de nuvens sobre o sítio RB. De modo geral, para ambas as estações, os valores centrais da distribuição de $p_{0,63}$ permanecem entre 45% e 70% nos primeiros

horários observados. Às 10:45 (9:45) a refletância atinge valores maiores na época úmida (seca), os quais continuam aumentando pouco durante a tarde, podendo chegar a aproximadamente 75% às 14:45. No fim da tarde a refletância diminui, sendo que às 16:45 a mediana se aproxima de 50%.

Figura 5.25: Evolução horária para os diagramas de caixa referentes à refletância na região visível do espectro eletromagnético. Valores plotados de acordo com o horário solar local do sítio RB para as estações úmida (caixas em azul), seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

A distribuição diurna de frequências relativas dos pixels de nuvens no sítio AF é mostrada na Figura 5.26. Assim como na Figura 5.24, há maior ocorrência de pixels para refletâncias menores, ou seja, há menos pixels conforme os valores de refletância aumentam. Embora os pixels de menor refletância apareçam em maior número para a estação seca, o comportamento geral dos pontos é muito próximo para as duas estações. No começo da tarde começam a aparecer mais pixels com refletâncias maiores (entre 70% e 90%), de modo que às 15:45 a distribuição de frequências relativas praticamente é constante para o intervalo compreendido entre

35% e 85%. Às 16:45 o limite superior desse intervalo cai para 75% e às 17:45 a quantidade de pixels com refletância menor que 55% aumenta enormemente durante a época chuvosa. Neste ponto é importante lembrar, aliás, que no horário das 17:45 só são evidenciados os resultados da estação úmida. Isso acontece pois

Figura 5.26: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de refletância no canal 1 (VIS) para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o *site* AF. Notar que há muito menos pixels de nuvens na estação seca comparativamente à estação úmida.

durante maio e os meses que definem a época seca no sítio AF (junho, julho, agosto, setembro e outubro) os valores de SZA ultrapassam o limite de 75° , inviabilizando assim a aproximação de atmosfera plano paralela utilizada na inversão dos raios efetivos.

Os diagramas de caixa apresentados na Figura 5.27 mostram que no sítio AF para a estação seca os valores centrais da distribuição de $\rho_{0,63}$ permanecem entre 45% e 70% nos três primeiros horários observados. Às 11:45, também para a estação seca, os valores centrais aumentam com o passar das horas e atingem cerca de 80% às 14:45. Durante a estação chuvosa o 3º quartil (75% dos pontos) se apresenta, já a partir das 8:45, em torno de 73%. Esse quartil e a mediana também aumentam durante o dia, mas de forma menos pronunciada que na estação seca. No fim da tarde e para as duas estações a refletância diminui, sendo que às 16:45 a mediana se aproxima de 60% (para o sítio RB este valor era 50%).

Figura 5.27: Evolução horária para os diagramas de caixa referentes à ρ_{VIS} . Valores plotados de acordo com o horário solar local do sítio AF.

O ciclo diurno das frequências relativas dos valores de refletância calculados em $3,90\ \mu\text{m}$ são mostrados, para o sítio RB, na Figura 5.28. Nessa imagem é possível perceber, em todos os horários até às 12:45, que os resultados de $\rho_{3,90}$ se concentram em torno de valores maiores durante a estação seca. Isso fica evidente

Figura 5.28: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de refletância no canal 2 (Infravermelho próximo ou “NIR”) para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o *site* RB. Notar que há muito menos pixels de nuvens na estação seca do que na época chuvosa.

através da comparação entre os histogramas de cores vermelha e azul, pois os resultados da época seca aparecem mais à direita (maiores refletâncias) que os resultados da época úmida. Com o passar das horas à tarde o número de pontos com refletâncias próximas a 20% diminui e a refletância diminui consideravelmente conforme a noite se aproxima, sendo que a porção central dos resultados vai se aglutinando entre 0% e 10% a partir das 13:45.

Assim como observado a partir da Figura 5.28, a Figura 5.29 também mostra que os valores de $\rho_{3,90}$ se concentram em torno de valores maiores durante a estação seca. Esta diferença fica mais evidente próximo ao meio dia solar local, quando a mediana referente ao período seco é cerca de 6% maior que no período úmido. Às 11:45 na época úmida, por exemplo, a mediana está abaixo de 10% enquanto a mediana relativa ao período seco é aproximadamente igual a 14%.

Figura 5.29: Evolução horária para os diagramas de caixa referentes à refletância para comprimentos de onda na região do infravermelho próximo no espectro eletromagnético. Valores plotados de acordo com o horário solar local do sítio RB para as estações úmida (caixas em azul), seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

A Figura 5.30 contempla o ciclo horário diurno das frequências relativas de $\rho_{3,9}$ calculadas para o sítio AF. Essa figura expõe o mesmo comportamento apresentado pelos pixels do sítio RB, ou seja, a ocorrência de mais pixels de refletâncias maiores durante a estação de estiagem. Além disso, os histogramas do sítio RB também

Figura 5.30: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de refletância no canal 2 (Infravermelho próximo ou “NIR”) para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o *sítio* AF.

mostram que os valores centrais de $\rho_{3,9}$ tendem a se amontoar em torno de porcentagens mais baixas conforme o fim do dia se aproxima, comportamento igualmente perceptível nos *boxplots* expostos na Figura 5.31. Essa última figura, por sua vez, mostra que as medianas dos valores de $\rho_{3,9}$ para os pixels do sítio AF não ultrapassam 12% nem na estação úmida e nem na seca, levando a concluir que as $\rho_{3,9}$ no sítio AF são em geral menores que no sítio RB.

Figura 5.31: Evolução horária para os diagramas de caixa referentes à refletância para comprimentos de onda na região do infravermelho próximo no espectro eletromagnético. Valores plotados de acordo com o horário solar local do sítio AF para as estações úmida (caixas em azul), seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

5.2.2 – Temperatura de brilho

Os histogramas de T_b relativos ao sítio RB são apresentados na Figura 5.32, a qual indica, para as duas estações, a diminuição de temperatura ao longo do dia. Os pixels com T_b entre 10°C e -20°C predominam até as 12:45, quando uma maior

quantidade de pontos com temperaturas menores (pico próximo a -50°C) começa a se destacar. Esta transição acontece mais rapidamente durante o período chuvoso, quando a disponibilidade de aerossóis é menor. No período seco os histogramas de temperatura no sítio RB também mostram que, durante a tarde, a quantidade de

Figura 5.32: Frequências relativas, de acordo com o horário solar local, de temperatura de brilho para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o site RB.

pixels referentes a nuvens mistas (T_b de 0°C a -38°C) diminui com relação aqueles de nuvens quentes e glaciadas, evidenciando ainda que a transição de nuvens mistas para frias alcança menores temperaturas no período de estiagem. Essa discrepância na transição entre as estações seca e úmida também é observada na diferença dos valores da Figura 5.33, onde a mediana da temperatura vai de -27°C a -47°C entre 13:45 e 16:45 na estação úmida e de -11°C a -43°C para os mesmos horários na estação seca. As medianas e os quartis inferior e superior da Figura 5.33 também mostram que a transição da época seca para a chuvosa ocorre com gradientes maiores que os da mudança da estação úmida para a seca.

Figura 5.33: Evolução horária dos diagramas de caixa referentes aos valores de temperatura de brilho calculados para pixels de nuvens sobre o sítio RB. Valores plotados de acordo com o horário solar local para as estações úmida (caixas em azul), seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

A Figura 5.34, que exibe os histogramas de T_b para o sítio AF, também evidencia a diminuição de temperatura durante o dia para ambas as estações. Nos horários da manhã os valores de T_b se concentram entre 0°C e -10°C , sendo que na época seca

as frequências são maiores que na época chuvosa. Durante a tarde há a mesma transição sublinhada na Figura 5.32, ou seja, a diminuição de frequências de pixels com T_b altas e o aumento de frequências de pixels com T_b baixas. Comparando os histogramas da época seca entre os sítios do grupo DESM é interessante observar que o sítio RB apresenta um pico próximo a 10°C , o que não ocorre para o sítio AF.

Figura 5.34: Frequências relativas (de acordo com o horário solar local) de T_b durante as estações chuvosa (cor azul) e seca (cor vermelha) para o *site* AF.

O sítio AF tem os diagramas de caixa dos valores de T_b plotados na Figura 5.35, onde os *boxplots* das 17:45 para os meses de maio e a estação seca estão ausentes também devido ao valor limite imposto para o ângulo SZA. A amplitude de temperaturas exibida nos diagramas da estação úmida é menor que a amplitude relativa à estação seca a partir das 14:45, levando à conclusão de que o crescimento de nuvens na estação seca ocorre de maneira mais lenta do que na estação úmida.

Figura 5.35: Evolução horária dos diagramas de caixa referentes aos valores de temperatura de brilho calculados para pixels de nuvens sobre o sítio AF. Valores plotados de acordo com o horário solar local para as estações úmida (caixas em azul), seca (caixas em vermelho) e também para os meses de transição (caixas hachuradas).

5.2.3 – Tamanho das partículas

Os resultados calculados para os valores de r_{eff} de pixels sobre o sítio RB são apresentados nas Figuras 5.36 e 5.37. Comparativamente à época úmida, a primeira dessas figuras aponta o deslocamento da distribuição de r_{eff} para tamanhos menores

durante a estação seca. Para 10:45, por exemplo, enquanto na época chuvosa há mais raios entre 5 μm e 25 μm , na seca os valores aparecem em maior número no intervalo entre 0 μm e 20 μm . Após o meio dia solar local, os valores de r_{eff} ficam mais dispersos e a distribuição bimodal (segundo pico em $\sim 20 \mu\text{m}$) começa a se destacar, evoluindo para valores maiores conforme o fim do dia se aproxima.

Figura 5.36: Frequências relativas de r_{eff} (de acordo com o horário solar local) para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o *site* RB.

Em geral os *boxplots* da Figura 5.37 apontam o aumento do raio efetivo de partículas com o passar das horas. Esse aumento ocorre de maneira mais lenta na estação seca, o que pode ser observado através das medianas em cada horário e para cada estação. A amplitude de valores (limites das caixas) para as duas estações é semelhante durante o período matutino, mas à tarde os quartis inferior e superior correspondentes à estação seca se distanciam mais que na estação úmida. Quando se comparam os diagramas do mês de maio (mudança da estação úmida para a seca) e do mês de novembro é possível notar a tendência de que a amplitude de valores aumente com a aproximação da época de estiagem e diminua com a chegada da época mais úmida.

Figura 5.37: Evolução horária dos *boxplots* referentes aos valores de r_{eff} para pixels de nuvens sobre o sítio RB.

A Figura 5.38 exibe as frequências relativas correspondentes ao *site* AF. Nessa figura fica claro o deslocamento (para raios menores) que as frequências medidas durante a estação seca têm com relação àquelas calculadas para a estação úmida.

O pico único apresentado durante o período matutino para a época seca aparece mais à esquerda nos gráficos, indicando que os r_{eff} no período de estiagem são em geral menores que na época de chuvas. Nesta última, aliás, os raios efetivos se dispersam menos durante a manhã. Durante à tarde há o surgimento do segundo pico para raios efetivos maiores, e o deslocamento de valores da estação seca com relação aos apresentados pela estação úmida continua a existir.

Figura 5.38: Frequências relativas de r_{eff} invertidos para os pixels de nuvens observados durante as estações chuvosa (na cor azul) e seca (cor vermelha) para o site AF.

Os *boxplots* da Figura 5.39 sinalizam que as medianas de raios efetivos de gotas/cristais de gelo de nuvens na estação seca são menores que as medianas calculadas para a estação chuvosa. Em adição a isso, a amplitude de valores cobertos nos gráficos relativos à estação seca (limites das caixas) é maior que a amplitude apresentada pelos resultados da época úmida.

Figura 5.39: Evolução horária dos *boxplots* referentes aos valores de r_{eff} para pixels de nuvens sobre o sítio AF.

5.2.4 – Evolução temporal média das nuvens

Este item do trabalho contempla a evolução horária conjunta das temperaturas e dos raios efetivos dos pixels de nuvens sobre os sítios RB e AF. Isso é feito para as estações seca e úmida também com o destaque para o valor de 14 μm e as regiões de temperatura correspondentes à ocorrência de nuvens quentes, mistas e glaciadas.

5.2.4.1 – Estação Úmida

O mês de dezembro de um certo ano e os meses de janeiro, fevereiro, março e abril do ano posterior caracterizam a estação úmida nos sítios RB e AF. A evolução temporal dos r_{eff} e das T_b no primeiro desses sítios é apontada na Figura 5.40 e, assim como nas imagens da seção 5.1.4, os gráficos aqui disponibilizados utilizam as linhas vermelhas para marcar o primeiro e o terceiro quartis e a linha preta central para indicar a evolução das medianas nos bins selecionados.

A evolução temporal da densidade de pontos na Figura 5.40 indica que até as 12:45 as nuvens quentes e mistas com temperatura maior que -25°C aparecem em maior quantidade que nuvens glaciadas. Com o passar das horas o r_{eff} das partículas dessas nuvens mais frias aumenta e uma maior quantidade delas passa a ter probabilidade maior que 50% de sofrer colisões com outras gotas/cristais de gelo. Entre as 10:45 e as 11:45 mais partículas ultrapassam os $14\text{ }\mu\text{m}$ para os raios efetivos, o que faz com que nuvens mais desenvolvidas (mais frias e com raios efetivos maiores) comecem a se formar. Logo no início da tarde a quantidade de partículas com T_b e r_{eff} menores começa a se destacar, de modo que as 14:45 sua quantidade é maior que a quantidade de pixels de nuvens quentes ($T_b \sim 10^{\circ}\text{C}$ e $r_{\text{eff}} \sim 10\text{ }\mu\text{m}$). Às 15:45 mais da metade das partículas observadas possui r_{eff} maior que $20\text{ }\mu\text{m}$ e temperatura menor que -40°C , em contraste com os resultados obtidos para o período matutino.

Os pixels observados sobre o sítio AF também apresentam a transição de nuvens quentes para nuvens convectivas frias, conforme pode ser visto na Figura 5.41. Diferentemente do sítio RB, as partículas sobre o sítio AF apresentam r_{eff} maiores que $14\text{ }\mu\text{m}$ já às 9:45 da manhã, o que acontece com maior intensidade somente às 11:45 no sítio RB. Além disso, também às 9:45 pode-se perceber uma grande quantidade de pixels de nuvens glaciadas sobre o sítio AF, o que continua a ocorrer em todos os horários posteriores. Às 14:45 e às 15:45 existem dois máximos de frequência absoluta, um relativo a nuvens quentes (T_b entre 11°C e 0°C) e outro referente a nuvens mais desenvolvidas e frias (T_b entre -40°C e -75°C). Assim como no sítio RB ao longo do período da tarde, o pico correspondente a nuvens menos desenvolvidas diminui com o passar do tempo e uma maior quantidade de nuvens mais desenvolvidas começa a surgir, embora o espectro de tamanho (r_{eff}) coberto para o sítio AF seja em geral maior que aquele coberto pelo sítio RB às 16:45.

Figura 5.40: Evolução temporal de distribuições e medianas de T_b e r_{eff} para época úmida no *site* RB.

Figura 5.41: Evolução temporal de distribuições e medianas de T_b e r_{eff} para época úmida no *site* AF.

5.2.4.2 – Estação Seca

Os meses de junho, julho, agosto, setembro e outubro representam o período de estiagem nos sítios RB e AF. As Figuras 5.42 e 5.43 evidenciam a evolução temporal de nuvens no primeiro e no segundo desses sítios, respectivamente.

Os gráficos da Figura 5.42 mostram que os pixels de nuvens se concentram em torno de temperaturas de brilho altas e raios efetivos pequenos para as primeiras horas do dia no sítio RB. Às 7:45 e 8:45, mais especificamente, há um número muito reduzido de pixels com T_b menores que -25°C e r_{eff} maiores que $14\text{ }\mu\text{m}$. A partir das 12:45 o número de pixels de nuvens glaciadas aumenta de maneira muito modesta, sendo que a maior parte dos pontos continua concentrada em torno de T_b altas e r_{eff} baixos. Esse padrão permanece até as 13:45, quando pixels com T_b entre -50°C e -70°C e r_{eff} entre 15 e $25\text{ }\mu\text{m}$ começam a se apresentar numa quantidade mais significativa. Após as 14:45 é possível notar um pico relativo a nuvens mais quentes e menos desenvolvidas (T_b entre 11°C e -5°C e r_{eff} entre $5\text{ }\mu\text{m}$ e $10\text{ }\mu\text{m}$) e outro (mais modesto) relativo a nuvens muito frias e com alto grau de convecção (T_b entre -50°C e -75°C e r_{eff} entre $20\text{ }\mu\text{m}$ e $25\text{ }\mu\text{m}$), com o destaque também para a quantidade reduzida de pixels de nuvens mistas (nuvens de transição).

Assim como observado nos gráficos da Figura 5.42, a Figura 5.43 retrata, em comparação com a época chuvosa, uma espécie de “atraso” no surgimento de pixels de nuvens mais desenvolvidas sobre o sítio AF. Apesar de apresentar um comportamento próximo àquele mostrado pelo sítio RB, os pixels sobre o sítio AF alcançam T_b ligeiramente menores e num espectro mais largo de r_{eff} durante a manhã. Ainda durante a manhã a maior parte dos pontos corresponde a partículas de nuvens mistas que em sua maioria não ultrapassam os $14\text{ }\mu\text{m}$. Somente às 14:45 é possível perceber uma quantidade maior de pixels de temperatura mais baixa (T_b entre -60°C e -70°C) e r_{eff} maior que $20\text{ }\mu\text{m}$, mas que também não suplanta a grande quantidade de pixels de nuvens bem menos desenvolvidas. A observação dos pontos plotados para o período da tarde no sítio AF (às 14:45, 15:45 e 16:45) também sinaliza duas aglomerações relativas a características de nuvens com maior e menor grau de convecção. Para as 15:45, por exemplo, há um pico onde a temperatura de brilho dos pixels não alcança valores menores que -10°C e o r_{eff} não ultrapassa os $10\text{ }\mu\text{m}$, enquanto há simultaneamente um segundo pico no qual a T_b é menor que -55°C e os raios efetivos ficam compreendidos entre $20\text{ }\mu\text{m}$ e $25\text{ }\mu\text{m}$.

Figura 5.42: Evolução temporal de distribuições e medianas de T_b e r_{eff} para época seca no *site* RB.

Figura 5.43: Evolução temporal de distribuições e medianas de T_b e r_{eff} para época seca no *site* AF.

5.2.4.3 – Meses de Transição

A transição da estação úmida para a seca nos sítios do grupo DESM ocorre durante o mês de maio e a mudança do período seco para o chuvoso acontece no mês de novembro. Os resultados referentes a esses meses são mostrados no Apêndice C, o qual contempla os pontos calculados sobre os sítios RB e AF.

5.3 – Comparação entre os grupos

As análises realizadas nos tópicos 5.1 e 5.2 utilizam uma abordagem estatística e se dedicam a apresentar os resultados dos grupos CTRL e DESM separadamente. A evolução horária das distribuições de refletâncias, temperatura de brilho e raio efetivo mostradas naqueles tópicos proporcionam um entendimento acerca do comportamento microfísico de nuvens em todos os seus estágios convectivos sobre a Amazônia, satisfazendo assim os dois primeiros objetivos propostos no capítulo 2. Para responder a questão relativa à influência de aerossóis de queimadas sobre a microfísica das nuvens é necessário lançar mão da comparação entre os resultados dos sítios dos grupos CTRL e DESM. Essa comparação é exposta nesta seção, finalizando assim todas as análises elencadas nos objetivos.

As Figuras 4.14 e 4.15 mostram que a profundidade óptica de aerossóis (AOD) em 550 nm fica em torno de 0,2 na maior parte do ano sobre os sítios PR e AT. Em adição a isso, a transição entre as estações úmida e seca nesses sítios apresenta um acréscimo de aproximadamente 0,3 unidades no valor de AOD, embora o sítio AT mostre um aumento atípico nos meses de novembro e dezembro de 2015.

Com relação aos locais do grupo DESM as Figuras 4.16, 4.17, 4.18 e 4.19 mostram que a variação de AOD é maior que nos sítios do grupo CTRL, indo de aproximadamente 0,1 nos meses mais úmidos para cerca de 0,8 nos meses da estação seca, variação que equivale a um aumento de 0,7 unidades de AOD. Essa maior variação nos sítios do grupo DESM está relacionada às localizações dos próprios sítios, as quais favorecem uma maior disponibilidade de aerossóis de queimadas e conseqüentemente aumentam a possibilidade de que essas partículas influenciem o comportamento convectivo de nuvens e microfísico de hidrometeoros na região.

Conforme apontado por Kaufman & Nakajima (1993) e discutido na Figura 4.26, a refletância em 0,63 μm fornece uma estimativa da espessura óptica das nuvens, uma vez que está relacionada com a COD delas. Levando isso em consideração, a comparação das Figuras 5.4, 5.6, 5.24 e 5.26 mostra que para os quatro sítios analisados as frequências relativas são maiores para $\rho_{0,63}$ menores durante o ciclo diurno, o que ocorre de maneira muito similar nas épocas seca e chuvosa. Esse número elevado de refletâncias baixas indica que em todos os sítios e épocas do ano há predominância de nuvens menos espessas sobre a Amazônia.

O estudo realizado por Nakajima & King (1990) afirma que as respostas de refletâncias em um comprimento de onda absorvedor são mais sensíveis às variações dos raios efetivos das partículas, de modo que menores valores de $\rho_{3,75}$ correspondem a hidrometeoros que possuem maior r_{eff} . Sendo assim, a comparação entre as distribuições de refletância em 3,90 μm plotadas nos histogramas das Figuras 5.8, 5.10, 5.28 e 5.30 indica que em todos os *sítes* e nas duas estações as refletâncias menores que 15% predominam durante todo o dia, sendo que conforme a noite se aproxima as distribuições se concentram cada vez mais próximas a 5%. Esse padrão aparece de maneira mais organizada nos sítios do grupo CTRL, nos quais as refletâncias são similares nas estações seca e úmida. Nos *sítes* do grupo DESM, no entanto, o comportamento mencionado evolui de maneira mais lenta na estação seca, mostrando que uma maior quantidade de aerossóis pode atrasar o crescimento de hidrometeoros em nuvens.

A investigação da influência de aerossóis nas variações de r_{eff} é mais facilitada a partir dos histogramas plotados nas Figuras 5.16, 5.18, 5.36 e 5.38. A contraposição dessas figuras mostra que a distribuição de raios efetivos é bimodal para todos os sítios e estações. Além disso, o pico inferior dessa distribuição diminui com o passar das horas, ao passo que o pico superior se torna mais pronunciado a partir da tarde. A diferença entre os sítios dos diferentes grupos se dá na maneira e na velocidade com que esses máximos evoluem nas estações seca e úmida, sendo que para os sítios DESM o aumento dos r_{eff} na época seca se dá de maneira mais lenta do que na úmida. Às 15:45 no sítio PR, por exemplo, a distribuição bimodal apresenta os mesmos máximos para as estações seca e úmida, em torno de 10 μm para o máximo inferior e em torno de 23 μm para o máximo superior. No mesmo horário para o sítio AF, contudo, os picos das estações úmida e seca aparecem deslocados entre si, estando em 12 μm e 25 μm na úmida e em 7 μm e 22 μm na seca.

Além de analisar e comparar os histogramas de raio efetivo, a verificação da influência de aerossóis de fumaça em gotas/cristais de gelo em nuvens também levou em conta a evolução temporal das medianas de r_{eff} e de T_b ao longo do dia. As análises dessas medianas mostram que, em geral, as diferenças entre as estações seca e úmida de todos os sítios são menores pela manhã e perto do fim do dia. Conforme as horas se aproximam do meio dia solar local essas medianas se afastam, provavelmente indicando uma influência da quantidade de radiação solar no crescimento dos hidrometeoros (para verificar essa dependência com o horário, consultar as figuras do Apêndice D).

As medianas dos sítios do grupo CTRL (áreas mais afastadas do arco de desflorestamento e que apresentam menores variações de AOD durante o ano) variam pouco entre as estações seca e chuvosa. Para o sítio PR às 12:45, por exemplo, essa diferença entre medianas das duas estações é igual a 1 μm para nuvens quentes e menor que 1 μm para nuvens mistas e frias. No sítio AT essa variação já é um pouco mais acentuada, sendo que a mediana de r_{eff} pode ir de 12 μm a 15 μm para nuvens quentes às 12:45 (vide Figura 5.44).

Figura 5.44: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 12:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos sítios PR, AT, RB e AF.

A diferença mais pronunciada entre medianas das épocas seca e chuvosa no sítio AT pode ser um indicativo de que nesse *sítio* houve alguma alteração mais acentuada nas concentrações de AOD e, conforme apresentado no início desta seção, é o que parece ter ocorrido nos meses de novembro e dezembro de 2015.

As medianas observadas nas estações seca e chuvosa nos sítios RB e AF às 12:45 mostram que nesses locais os raios das partículas apresentam um espectro de valores maior que nos sítios CTRL, aumentando assim a amplitude de valores e

“afastando” mais as trajetórias úmida e seca nos sítios do grupo DESM. Nesses sítios é interessante observar também que para temperaturas maiores que -20°C as trajetórias de medianas para a estação seca variam de $6\text{ }\mu\text{m}$ a $10\text{ }\mu\text{m}$; na época seca para o grupo CTRL esse intervalo vai de $9\text{ }\mu\text{m}$ a $16\text{ }\mu\text{m}$.

Ainda na Figura 5.44 é possível perceber que para T_b menores que -20°C e durante a estiagem no grupo DESM os r_{eff} aumentam bruscamente conforme a temperatura diminui. A pequena variação apresentada para T_b maiores que -20°C e esse aumento repentino nas medianas de raio efetivo consiste em mais uma evidência da influência que concentrações elevadas de AOD pode exercer sobre a microfísica das nuvens, resultado que concorda com os resultados teóricos propostos por Rosenfeld e Woodley (2003) (revisitar a Figura 1.6 do tópico 1.4 para comparação).

Capítulo 6 – Conclusões e Perspectivas Futuras

Este trabalho utiliza medidas experimentais de radiâncias refletida e emitida por nuvens com o objetivo de inferir suas características ópticas e microfísicas. Essas medidas foram efetuadas pelos canais 1, 2 e 4 do satélite geoestacionário GOES-13 nos anos de 2012, 2013, 2014 e 2015 durante o período diurno. Aliadas a respostas de códigos computacionais de cálculo de transferência radiativa, as medidas citadas possibilitam a obtenção de estimativas para tamanho de hidrometeoros, temperatura de brilho e refletâncias de nuvens. Essas variáveis são agrupadas de acordo com regiões mais e menos atingidas pela fumaça de queimadas na Amazônia Legal, áreas selecionadas a partir de medidas de profundidade óptica de aerossóis (AOD). A análise dos resultados busca descrever o desenvolvimento convectivo e evolução microfísica de nuvens na Amazônia e estimar a influência de fumaça de queimadas nesses desenvolvimentos.

Os resultados do capítulo 5 indicam que, somando os pontos de todos os sítios analisados, há 32% mais pixels de nuvens na estação úmida do que na estação seca. O desenvolvimento convectivo de nuvens para os *sítes* menos atingidos pela fumaça de queimadas se dá de modo rápido durante o dia, o que ocorre de maneira semelhante nas épocas chuvosa e seca. Para todos os sítios e durante todo o ciclo diurno as distribuições relativas de $\rho_{0,63}$ e $\rho_{3,90}$ são mais pronunciadas para refletâncias menores, comportamento que ocorre de maneira muito similar nas épocas seca e chuvosa e mostra que em todos os sítios e épocas do ano há predominância de nuvens menos espessas e mais quentes sobre a Amazônia.

A distribuição de raios efetivos é bimodal também para todos os sítios e estações. Além disso, o máximo inferior dessa distribuição diminui com o passar das horas, ao passo que o máximo superior se torna mais pronunciado a partir da tarde. Esse processo ocorre de maneira distinta em locais mais e menos poluídos, sendo que para os sítios do grupo DESM o aumento de tamanhos na época seca se dá de maneira mais lenta do que na úmida. Apesar do processo de evolução de tamanhos não apresentar grandes diferenças entre as estações úmida e seca para o sítio PR, no *síte* AT é perceptível uma diminuição de tamanhos na época de estiagem, mostrando assim que esse local foi atingido por uma concentração atípica (elevada) de aerossóis no período de estudo selecionado.

As medianas de raio efetivo observadas nas estações seca e chuvosa nos sítios RB e AF mostram que nesses locais o tamanho das partículas contempla um espectro maior de valores. Os pixels que possuem temperatura de brilho maior que -20°C nesses sítios ficam confinados a amplitudes muito pequenas durante a estação seca, sofrendo variações mínimas durante algumas horas, o que não acontece nos locais menos atingidos pela pluma de fumaça das queimadas. As análises dos gráficos do Apêndice D mostram que o caráter estacionário apresentado pelas trajetórias de medianas da época seca nos sítios RB e AF (para $T_b > -20^{\circ}\text{C}$) é aumentado conforme as horas se aproximam do meio dia solar local nessas áreas, evidenciando que acoplada à influência das concentrações de aerossóis de fumaça há também uma componente relativa à quantidade de radiação solar no crescimento dos hidrometeoros.

A utilização de satélites meteorológicos geoestacionários para avaliação e estudo de propriedades microfísicas de nuvens consiste em uma abordagem inovadora levando em conta que a finalidade desses instrumentos é o monitoramento e a previsão de tempo em larga escala espacial. Os resultados apresentados neste trabalho expandem e concordam parcialmente com os resultados conceituais apresentados por Rosenfeld e Woodley (2003) e os estudos realizados por Nakajima & King (1990) e Kaufman & Nakajima (1993).

Apesar da possibilidade de haver equívocos na determinação dos *thresholds* utilizados, a abordagem de composição estatística aqui utilizada apresentou resultados satisfatórios. É importante salientar também que a admissão de que não há transporte de massa de aerossóis advindos de queimadas em direção aos *sites* PR e AT pode não ser totalmente correta. Nesse sentido uma análise da trajetória da pluma de fumaça proveniente de diferentes regiões do arco de desflorestamento seria de grande valia. Outro ponto importante a ser destacado é a necessidade de validação dos dados aqui apresentados. Isso poderia ser realizado através de medidas obtidas pelos satélites MODIS (Aqua e Terra) ou então por instrumentos a bordo de aviões, sendo a primeira abordagem mais rápida e menos custosa e difícil que a segunda.

Finalmente, o uso de mais canais e maiores resoluções espaciais proporcionaria uma distinção mais acurada entre pixels preenchidos por solo ou por nuvens, sendo que uma abordagem com esse poder poderia utilizar imagens do satélite GOES 16, o qual possui resolução espacial quatro vezes maior que o GOES 13.

Referências

- Albrecht, B. A.: *Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness*, Science, 245, 1227–1230, 1989.
- Andreae, M. O.; Rosenfeld, D.; Artaxo, P.; Costa, A. A.; Frank, G. P.; Longo, K. M.; Silva-Dias, M. A. F.: *Smoking rain clouds over the Amazon*, Science, 303, 1337–1342, 2004.
- Andreae, M.O.: *Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments*. Journal of Geophysical Research, 107(D20), p.8066, 2002.
- Aragão, L. E. O. C.; Anderson, L. O.; Fonseca, M. G.; Rosan, T. M.; Vedovato, L. B.; Wagner, F. H.; Silva, C. V. J.; Silva Junior, C. H. L.; Arai, E.; Aguiar, A. P.; Jos Barlow; Berenguer, E.; Deeter, M. N.; Domingues, L. G.; Gatti, L.; Gloor, M.; Malhi, Y.; Marengo, J. A.; Miller, J. B.; Phillips, O. L.; Saatchi, S.: *21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions*. Nature Communications, 2018.
- Baum, B. A.; Yang, P.; Heymsfield, A. J.; Platnick, S.; King, M. D.; Hu, Y.; Bedka, S. T.: *Bulk scattering properties for the remote sensing of ice clouds - Part ii: Narrowband models*. Journal of Applied Meteorology, 44(12):1896–1911, 2005
- Braga, R. C.: *Influências das concentrações de aerossóis na microfísica de nuvens convectivas formadas sobre a Amazônia*. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 2017.
- Boers, N. et al.: *Prediction of extreme floods in the eastern Central Andes based on a complex networks approach*. Nature Communications, 5, p.5199, 2014.
- Bowman, D.; Balch, J.; Artaxo, P.; Bond, W.; Carlson, J.; Cochrane, M.; Antonio, C.; DeFries, R.; Doyle, J.; Harrison, S. et al.: *Fire in the Earth system*, Science, 324(5926):481, 2009.
- Calbó, J.; Pagès, D.; González, J. A.: *Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review*. Rev. Geophys., 43:155, 2005.
- Charlson, R. J.; Heintzenberg, J.: *Aerosol forcing of climate*. In Wiley, 1995.
- Ciemer, C.; Boers, N.; Barbosa, H. M. J.; Kurths, J.; Rammig, A.: *Temporal evolution of the spatial covariability of rainfall in South America*, 2017.
- Correia, F. W. S.; dos Santos Alvalá R. C.; Manzi A. O.: *Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera* (MCGA), 2006.
- Dagan, G.; Koren, I.; Altaratz, O.: *Competition between core and periphery-based processes in warm convective clouds – from invigoration to suppression*. Atmospheric Chemistry and Physics, 15(5):2749–2760, 2015.
- Davidson, E. a. & Artaxo, P.: *Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: Results of the large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment*. Global Change Biology, 10, pp.519–529, 2004.

Davidson, E. A.; de Araújo, A. C.; Artaxo, P.; Balch, J. K.; Brown, I. F.; Bustamante, M. M.; Coe, M. T.; DeFries, R. S.; Keller, M.; Longo, M. et al.: *The amazon basin in transition*, Nature, 481(7381):321-328, 2012.

Demott, P. J. et al.: *Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate*. Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 107, n.25, p. 11217–11222, 2010.

Durieux, L.; Machado, L. A. T.; Laurent, H.: *The impact of deforestation on cloud cover over the amazon arc of deforestation*. Remote Sensing of Environment, 86(1):132-140, 2003.

Eisberg, R. & Resnick, R.: *Física Quântica; Átomos, Moléculas, Sólidos, Núcleos e Partículas*, Editora Campus, 1988.

Ferreira, A. B.; Pereira Filho, W.: *Avaliação da Reflectância Espectral de Corpos d'água em Santa Maria-RS por Meio de Espectrorradiometria de Campo*, 2009.

Figuerola, S. N. & Nobre, C. A.: *Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America*. Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática, 5(6): 36 – 45, 1990.

Fisch, G.; Marengo, J. A., & Nobre, C. A.: *Clima da Amazônia*, 1996. Disponível em <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/fish.html>>.

Freud, E.; Rosenfeld, D.: *Linear relation between convective cloud drop number concentration and depth for rain initiation*. Journal of Geophysical Research Atmospheres, v. 117, n. 2, p. 1–13, 2012.

Grimm, A. M.: *Meteorologia Básica* (Notas de aula), Universidade federal do Paraná, 1999. Disponível em <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/index.html>>. Acessado em 08/09/2017.

Gouveia, D. A.: *Caracterização de nuvens cirrus na região da Amazônia central utilizando um LIDAR em solo*. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto de Física da Universidade de São Paulo. São Paulo, 2014.

Gunthe, S. S.; King, S. M.; Rose, D.; Chen, Q.; Roldin, P.; Farmer, D. K.; Jimenez, J. L.; Artaxo, P.; Andreae, M. O.; Martin, S. T.; Poschl, U.: *Cloud condensation nuclei in pristine tropical rainforest air of amazonia: size-resolved measurements and modeling of atmospheric aerosol composition and ccn activity*. Atmospheric Chemistry and Physics, 2009.

Heiblum, R. H.; Koren, I.; Altaratz, O.: *New evidence of cloud invigoration from TRMM measurements of rain center of gravity*, Geophysical Research Letters, 39(8), doi:10.1029/2012GL051158, 2012.

Holanda, B. A.: *Absorção da Radiação por Aerossóis na Amazônia*. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto de Física da Universidade de São Paulo. São Paulo, 2015.

Hoose, C. & Möhler, O.: *Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments*. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, v. 12, n. 5, p. 12531–12621, 2012.

Huang, J.; Zhang, C.; Prospero, J.: *Large-scale effect of aerosols on precipitation in the west african monsoon region*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 135(640):581-594, 2009.

IPAM (Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia): *Desmatamento na Amazônia até 2013*. 2015. Disponível em <<http://ipam.org.br/>>. Acessado em 21/08/2017.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change): *Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing*. Climate Change 2007, New York, Cambridge University Press, 2007.

IPCC: *Summary for Policymakers*, in Climate Change 2013, New York, Cambridge University Press, 2013.

ISA (Instituto Socioambiental): *Atlas de Pressões e Ameaças às Terras Indígenas na Amazônia Brasileira*, 2009. Disponível em <<https://www.socioambiental.org/pt-br/o-isa/publicacoes/atlas-de-pessoes-e-ameacas-as-terras-indigenas-na-amazonia-brasileira>>. Acessado em 11/08/2017.

Jensen, J. R.: *Remote Sensing of the Environment – An Earth Resource Perspective*, Pearson, 2nd Edition, 2014.

Kaufman, Y. J. & Nakajima, T.: *Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo – analysis from satellite imagery*, J. Applied Meteorology, 32, 4, 729-744, 1993.

Kidder, S. Q. & Vonder Haar, T. H.: *Satellite Meteorology – An Introduction*, Academic Press, 1995.

Kodama Y.-M.: *Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones*, J. Meteor. Soc. Japan, vol. 70, p. 813, 1992.

Kodama Y.-M.: *Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs*, J. Meteor. Soc. Japan, vol. 71, p. 581, 1993.

Köhler, H.: *The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets*. Transactions of the Faraday Society, v. 32, p. 1152–1161, 1936.

Kopp, G. & Lean, J. L.: *A new, lower value of total solar irradiance: evidence and climate significance*. Geophys. Res. Lett., v. 38, 2011.

Koren, I.; Martins, J. V.; Remer, L. A.; Afargan, H.: *Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon*, Science, 321, 946-949, doi: 10.1126/science.1159185, 2008.

Koren, I.; Remer, L. A.; Altaratz, O.; Martins, J. V.; Davidi, A.: *Aerosol-induced changes of convective cloud anvils produce strong climate warming*, Atmos. Chem. Phys., 10, 5001–5010, doi:10.5194/acp-10-5001-2010, 2010.

Koren, I.; Altaratz, O.; Remer, L. A.; Feingold, G.; Martins, J. V.; Heiblum, R. H.: *Aerosol-induced intensification of rain from the tropics to the mid-latitudes*, Nature Geoscience, 5(2), 118-122, doi:10.1038/ngeo1364, 2012.

Laurance, W.; Cochrane, M.; Bergen, S.; Fearnside, P.; Delamônica, P.; Barber, C.; D'Angelo, S.; Fernandes, T.: *The future of Brazilian amazon*, Science, 291(5503):438, 2001.

Liou, K. N.: *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere – Theory, Observation and Modeling*. Oxford University Press, New York, 1992.

Liou, K. N.: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, 2° edição, 2002.

Lorenzzetti, J. A.: *Princípios Físicos de Sensoriamento Remoto*. São Paulo: Editora Blucher, 293 p., 2015.

Marengo, J. A.; Soares, W. R.; Saulo, C.; Nicolini, M.: *Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability*. Journal of Climate, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

Marte, C. L., Quintanilha, J. A., Rodrigues, M.: *Princípios de Geoprocessamento* (Notas de aula), 2010. Disponível em <<http://sites.poli.usp.br/d/ptr2355/>>. Acessado em 14/02/2018.

Martin, S.T. et al.: *Sources and properties of Amazonian aerosol particles*. Reviews of Geophysics, 48(2), 2010.

Martins, J. V.; Marshak, A.; Remer, L. A.; Rosenfeld, D.; Kaufman, Y. J.; Fernandez-Borda, R.; Koren, I.; Correia, A. L.; Zubko, V.; Artaxo, P.: *Remote sensing the vertical profile of cloud droplet effective radius, thermodynamic phase, and temperature*, Atmospheric Chemistry and Physics, 11(18), 9485-9501. doi:10.5194/acp-11-9485-2011, 2011.

Mason, B. J.: *The Physics of Clouds*. Clarendon Press, 1971.

Mendonça, M. M.: *Estudo de propriedades de nuvens no contexto de sensoriamento remoto com satélites usando códigos de transferência radiativa*. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto de Física da Universidade de São Paulo. São Paulo, 2017.

Menzel, W. P.; Frey, R. A.; Baum, B. A.: *Cloud top properties and cloud phase algorithm theoretical basis document*. Technical Report, 2015.

Morrison, H.; Curry, J. A.; Shupe, M. D.; Zuidema, P.: *A New Double-Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. Part I: Description*. Journal of the Atmospheric Sciences, 62 (May 1998):1678–1693, 2005.

Mülmenstädt, J.; Sourdeval, O.; Delanoe, J.; Quaas, J.: *Frequency of occurrence of rain from liquid-, mixed-, and ice-phase clouds derived from A-Train satellite retrievals*. AGU, <https://doi.org/10.1002/2015GL064604>, 2015

Nakajima, T.; King, M. D.: *Determination of the Optical Thickness and Effective Particle Radius of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements - Part I : Theory*. Journal of the Atmospheric Sciences, 47(15), 1990.

NASA (National Aeronautics and Space Administration): *NOAA GOES N, O, P – The Next Generation*, 2006. Disponível em <https://www.nasa.gov/mission_pages/goes-n/index.html>. Acessado em 04/12/2017.

NASA: *GOES N Series Data Book, Revision D*, 2010. Disponível em <https://www.nasa.gov/mission_pages/goes-n/index.html>. Acessado em 07/12/2017.

Nepstad, D. et al.: *Slowing Amazon deforestation through public policy and interventions in beef and soy supply chains*. Science, v. 344, n. 6188, p. 1118–1123, 2014.

NOAAa (National Oceanic and Atmospheric Administration): *Operational Calibration of the Imagers and Sounders on the GOES-8 and -9 Satellites*, 2018. Disponível em <<http://www.ospo.noaa.gov/Operations/GOES/calibration/calibration-paper/page13.html>>. Acessado em 02/04/2018.

NOAA, *Conversion of GVAR Infrared Data to Scene Radiance or Temperature*, 2018. Disponível em <<http://www.ospo.noaa.gov/Operations/GOES/calibration/gvar-conversion.html>>. Acessado em 02/04/2018.

Nobre, C. A. & Rennó, N. O.: *Droughts and floods in south America due to the 1982-1983 El Niño/Southern Oscillation episode*. Relatório Técnico INPE 3408 – PRE/677, 4p., 1985.

Pauliquevis, T. M.: *Os efeitos dos aerossóis emitidos por queimadas na formação de gotas de nuvens e na composição da precipitação na Amazônia*. Tese (Doutorado em Ciências). Instituto de Física da Universidade de São Paulo. São Paulo, 2005.

PBMC (Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas), 2015. Disponível em <http://www.pbmc.coppe.ufrj.br/pt/component/docman/doc_view/22-capitulo-7ultimaversao>. Acessado em 20/04/2017.

Platnick, S.; King, M. D.; Ackerman, S. A.; Menzel, W. P.; Baum, B. A.; Riédi, J. C.; Frey, R. A.: *The modis cloud products: Algorithms and examples from terra*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41(2):459–473, 2003

Platnick, S. & Fontenla, J. M.: *Model Calculations of Solar Spectral Irradiance in the 3.7 μm Band for Earth Remote Sensing Applications*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2006.

Poschl, U.; Martin, S.; Sinha, B.; Chen, Q.; Gunthe, S. et al.: *Rainforest Aerosols as Biogenic Nuclei of Clouds and Precipitation in the Amazon*, Science, 329, 1513-1516, doi:10.1126/science.1191056, 2010.

Pruppacher, H. R.; Klett.: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Dordrecht Kluwer Academic Publishers Boston, 954 pag., 1998.

Pugliesi Silva, A. C.; Correia, A. L.; Mendonça, M. M.: *Study of the diurnal cycle of microphysical properties of clouds in the Amazon Basin using GOES measurements*. Poster, 2017.

Reddington, C. L. et al: *Air quality and human health improvements from reductions in deforestation-related fire in Brazil*. v. 8, 2015.

Ricchiazzi P., Yang S., Gautier C., Sowle D.: *SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere*, 1998.

Rizzo, L. V.; Correia, A. L.; Artaxo, P.; Procópio, A. S.; Andreae, M. O.: *Spectral dependence of aerosol light absorption over the Amazon Basin*, Atmospheric Chemistry and Physics, 11(17), 8899-8912, doi:10.5194/acp-11-8899-2011, 2011.

Rosa, R.: *Introdução ao Sensoriamento Remoto*. 6°. ed. Uberlândia: EDUFU, 2007.

Rosário, N. E.; Yamasoe, M. A.; Brindley, H.; Eck, T. F.; Schafer J.: *Downwelling solar irradiance in the biomass burning region of the southern Amazon: Dependence on aerosol intensive optical properties and role of water vapor*, J. Geophys. Res., 116, D18304, doi:10.1029/2011JD015956, 2011.

Rogers, R. R. & Yau, M. K.: *A short course in cloud physics*, 3° edição, Butterworth Heinemann (Elsevier), 1989.

Rosenfeld, D. & Lensky, I. M.: *Spaceborne sensed insights into precipitation formation processes in continental and maritime clouds*, Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, 2457-2476, 1998.

Rosenfeld, D.: *Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution*. Science, 287, 1793-1796, 2000.

Rosenfeld, D. & Woodley, W. L.: *Closing the 50-year circle: From cloud seeding to space and back to climate change through precipitation physics*, In: W.-K. Tao, R.F. Adler (eds), Cloud Systems, Hurricanes, and the TRMM Mission, 234, 59-80, Meteor. Monogr., AMS, 2003.

Rosenfeld, D.; Xing Yu, Guihua Liu, Xiaohong Xu, Yannian Zhu, Zhiguo Yue, Jin Dai, Zipeng Dong, Yan Dong; Yan Peng: *Glaciation temperatures of convective clouds ingesting desert dust, air pollution and smoke from forest fires*. Geophysical Research Letters, Vol. 38, L21804, doi:10.1029/2011GL049423, 2011.

Rosenfeld, D.; Andreae, M. O.; Asmi, A.; Chin, M.; Leeuw, G.; Donovan, D. P.; Kahn, R.; Kinne, S.; Kivekäs, N.; Kulmala, M. et al. *Global observations of aerosol-cloud-precipitation-climate interactions*. Reviews of Geophysics, 52(4):750–808, 2014.

Stevens, B.; Feingold, G.: *Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system*, Nature, 461, doi:10.1038/nature08281, 2009.

Rossow, W. B.; Walker, A.W.; Garder, L.C.: *Cloud Detection Using Satellite Measurements of Infrared and Visible Radiances for ISCCP*. Journal of Climate, v.6, 2341-2369, 1993.

Rossow, W. B. & Schiffer, R. A.: Advances in understanding clouds from ISCCP, Bull. Amer. Meteor. Soc., v. 80, p. 2261 - 2287, 1999.

Rossow, W. B.: *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Stage d1 3-hourly Cloud Product-Revised Algorithm in Hierarchical Data Format*, 2011.

Salati, E.; Ribeiro, M. N. G.; Absy, M. L.; Nelson, B. W.: *Clima da Amazônia: presente, passado e futuro. Bases científicas para estratégias de preservação e desenvolvimento da Amazônia: Fator e Perspectivas*. Instituto de Pesquisa da Amazônia, AM. Brasil, 1995.

Salati, E. & Marques, J.: *Climatology of the Amazon region*. In The Amazon – Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. Sioli, H. (ed.). Dr. W. Junk Publishers, 763 p. 1984.

Santos, I.A.: *Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul*. Dissertação de Mestrado – USP. São Paulo, 95 p., 1986.

Seinfeld, J. H. & Pandis, S. N.: *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., 2006.

Sena, E. T.: *Variabilidade espacial e temporal da forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas e os efeitos da mudança de uso do solo na Amazônia*. Tese (Doutorado em Ciências). Instituto de Física da Universidade de São Paulo. São Paulo, 2013.

Shi Song; K. Sebastian Schmidt; Peter Pilewskie; Michael D. King; Andrew K. Heidinger; Andi Walther; Hironobu Iwabuchi; Gala Wind; Odele M. Coddington: *The spectral signature of cloud spatial structure in shortwave irradiance*, Atmos. Chem. Phys., 16, 13791–13806, 2016.

Steiner, M. & Smith, J. A.: *Convective versus stratiform rainfall: An ice-microphysical and kinematic conceptual model*. Atmospheric Research, v. 47–48, p. 317–326, jun. 1998.

Ten Hoeve, J. E.; Remer, L. A.; Jacobson, M. Z.: *Microphysical and radiative effects of aerosols on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS; impacts of water vapor and land cover*. Atmospheric Chemistry and Physics, 11(7):3021-3036, 2011.

Trenberth, K. E.; Fasullo, J. T.; Kiehl, J.: *Earth's global energy budget*, Bulletin of the American Meteorological Society, March 2009, 311-323, doi:10.1175/2008BAMS2634.1, 2009.

Twomey, S.: *The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds*, J. Atmos. Sci., 34, 1149–1152, 1977.

Varejão-Silva, M. A.: *Meteorologia e Climatologia*, Recife, 2006.

Wallace, J. M. & Hobbs, P. V.: *Atmospheric Science: An Introduction Survey*. Academic Press, 2006.

WMO (World Meteorological Organization): *Classifying-clouds*, 2018. Disponível em <<https://public.wmo.int/en/WorldMetDay2017/classifying-clouds>>. Último acesso em 26/02/2018.

Wriedt, T.: *Mie theory: a review*. In The Mie Theory, pages 53–71. Springer, 2012.

Wyser, K.: *The Effective Radius in Ice Clouds*. Journal of Climate, 11:1793–1802, 1998.

Yamasoe, M. A. & Corrêa, M. P.: *Processos radiativos na atmosfera: Fundamentos*, 1ª edição, Oficina de Textos, 2016.

Young, K. C.: *Microphysical Processes in Clouds*, Oxford University Press, 1993.

Yuan, T.; Li, Z.; Zhang, R.; Fan, J.: *Increase of cloud droplet size with aerosol optical depth: an observation and modeling study*, J. Geophys. Res., 113, D04201, doi:10.1029/2007JD008632, 2008.

Anexo 1

Figura A.1.1: Localização e número médio de focos de queimada obtidos para o primeiro quadrimestre referente ao período compreendido entre 1999 e 2016. Disponível em <http://www.inpe.br/queimadas/portal>. Acessado em 06/02/2018.

Figura A.1.2: Localização e número médio de focos de queimada obtidos para o segundo quadrimestre referente ao período compreendido entre 1999 e 2016 (INPE, 2017). Disponível em <http://www.inpe.br/queimadas/portal>. Acessado em 06/02/2018.

Figura A.1.3: Localização e número médio de focos de queimada obtidos para o terceiro quadrimestre referente ao período compreendido entre 1999 e 2016 (INPE, 2017). Disponível em <http://www.inpe.br/queimadas/portal>. Acessado em 06/02/2018.

Apêndice A

Ano	Mês	Hora (UTC)	Dias faltantes	Nº total de imagens faltantes
2013	Maio	15	1	3
		16	2	6
		18	2	6
		19	2	6
2013	Junho	15	3	9
		16	4	12
		18	5	15
		19	6	12
2012	Agosto	18	2	6
		19	2	6
2012	Outubro	10	9	27
		11	2	6
		12	9	27
		13	9	27
		14	1	3
		15	8	24
		16	8	24
		17	1	3
		18	8	24
		19	8	24
		20	1	3

Apêndice B

Este apêndice contém os resultados de evolução temporal de nuvens (gráficos de temperatura de brilho em função de raios efetivos de gotas/cristais de gelo de nuvens) referentes aos sítios PR e AT. Devido ao seu tamanho (imagens de página inteira), as figuras são mostradas nas quatro páginas seguintes, sendo que as duas primeiras páginas se referem aos meses de transição para o sítio PR e as duas últimas ao sítio AT.

Figura B.1: Evolução de nuvens durante a transição da época úmida para a seca (julho) no *site* PR.

Figura B.2: Evolução de nuvens durante transição da época seca para úmida (dezembro) no *site* PR.

Figura B.3: Evolução de nuvens durante a transição da época úmida para a seca (julho) no *site* AT.

Figura B.4: Evolução de nuvens durante transição da época seca para úmida (dezembro) no *site* AT.

Apêndice C

Este apêndice contém os resultados de evolução temporal de nuvens (gráficos de temperatura de brilho em função de raios efetivos de gotas/cristais de gelo de nuvens) referentes aos sítios RB e AF. Devido ao seu tamanho (imagens de página inteira), as figuras são mostradas nas quatro páginas seguintes, sendo que as duas primeiras páginas correspondem aos meses de transição para o sítio RB e as duas últimas correspondem aos meses de transição para o sítio AF.

Figura C.1: Evolução de nuvens durante a transição da época úmida para a seca (maio) no *site* RB.

Figura C.2: Evolução de nuvens durante transição da época seca para úmida (novembro) no *site* RB.

Figura C.3: Evolução de nuvens durante a transição da época úmida para a seca (maio) no *site* AF.

Figura C.4: Evolução de nuvens durante transição da época seca para úmida (novembro) no *site* AF.

Apêndice D

Figura D.1: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 08:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos *sites* PR, AT, RB e AF.

Figura D.2: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 09:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos *sites* PR, AT, RB e AF.

Figura D.3: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 10:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos *sites* PR, AT, RB e AF.

Figura D.4: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 11:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos *sites* PR, AT, RB e AF.

Figura D.5: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 12:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos *sites* PR, AT, RB e AF.

Figura D.6: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 13:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos *sites* PR, AT, RB e AF.

Figura D.7: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 14:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos *sites* PR, AT, RB e AF.

Figura D.8: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 15:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos *sites* PR, AT, RB e AF.

Figura D.9: Medianas de 125 bins nos eixos horizontal (r_{eff}) e vertical (T_b) medidas às 16:45 (hora solar local) durante as temporadas seca e chuvosa nos *sites* PR, AT, RB e AF.