

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

VALIDAÇÃO DOS DADOS DO SATÉLITE CALIPSO UTILIZANDO UM
SISTEMA LIDAR DE RETROESPALHAMENTO ELÁSTICO E O FOTÔMETRO
SOLAR DA REDE AERONET

FÁBIO JULIANO DA SILVA LOPES

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

Orientador:
Prof. Dr. Eduardo Landulfo

SÃO PAULO

2011

Dedico este trabalho em memória de meu Pai e à minha querida Mãe que sempre me incentivou incondicionalmente. Aos meus irmãos Leandro e Gabriela pelo apoio, pelos ensinamentos e amizade ao longo desses anos. E à minha querida Yuka por ser tão compreensiva, amiga e companheira nesse momento tão importante e por sempre acreditar na minha capacidade.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Eduardo pela orientação e amizade ao longo desses 4 anos. Por ter acreditado na minha capacidade em conduzir tal trabalho, por ter me incentivado nos momentos decisíveis e pelas inúmeras oportunidades de aprendizado ao longo desses anos. Pela imensa ajuda nas sugestões e discussões para melhoria desse trabalho.

Ao Mark Vaughan por toda sua ajuda no desenvolvimento da metodologia desse trabalho, nas discussões de resultados, pelos artigos sugeridos, pela oportunidade criada para trabalharmos juntos e por ser um ótimo anfitrião e ter me recebido tão bem durante minha visita ao Centro de Pesquisas da NASA/Langley em Hampton.

Ao Dr. Ray Hoff da *University of Maryland Baltimore County* (UMBC) pela oportunidade, incentivo em meu trabalho e por ter me recebido tão bem durante minha visita à UMBC. Aos colegas do *Langley Research Center - NASA*, Ali Omar, Kathy Powell, Kim Cannon, Pat Lucker, Jason Tackett e Jean-Paul Vernier pelas discussões a respeito do CALIPSO e por ter me recebido de maneira tão acolhedora nos meus dias em Hampton. Aos colegas da UMBC por terem me recebido da mesma maneira acolhedora em Baltimore, Patty Sawamura, Ruben Delgado e Daniel Orozco.

Ao Ricardo Samad pelas inúmeras ajudas e sugestões ao utilizar o *Mathematica*, à Sueli, Marcão, Paulinho, Solange e Seu Luiz por serem sempre tão solícitos. Aos colegas de trabalho Renato Prates, Marcus Raele, Moisés Santos, Ilka Kato, Marta Simões, Anderson Zanardi, e aos demais colegas de trabalho do Centro de Lasers e Aplicações com os quais convivi e interagi de alguma forma ao longo desse período e que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento do meu trabalho.

Agradeço aos colegas e amigos com quem dividi sala, Fabíola Camargo, Fernando Rodrigues, Gerson Nakamura (Gersan!), Horácio Marconi (Pixel!), Ivanildo dos Santos, Jair Ricardo, Jonas Jakutis (Jou!), Leandro Matioli (Malandro!), Thiago Cordeiro (Steve!) pela amizade, convivência, risadas e diversões, pelas discussões de trabalho (ou não), e por algumas vezes terem aguentado meu mau humor ☺.

Aos amigos e companheiro de grupo, Renata da Costa, Patrícia Ferrini, Walter Nakaema e Eliane Larrozza, pelo trabalho em conjunto, pela motivação e trabalho duro para tornar nosso sistema Lidar cada vez mais eficiente, discussões de resultados, pela força que sempre me deram nos momentos difíceis, pelas piadas, risadas e diversões ao longo desse tempo tornando o trabalho algo mais prazeroso... que continuemos trabalhando e nos divertindo juntos! Eu disse juntos!

Aos meus grandes amigos Alexandre Yoshida, Patrícia Venturini, Erbe Pandini (Erbívoro), Zé Raphael e Rodrigo Guidoal, pela imensa amizade e respeito ao longo desses anos, e que mesmo separados pela distância sempre acreditaram em mim e me deram apoio quando mais precisei.

Agradeço em especial à minha querida Yuka, não só pela amizade ao longo desses anos, mas também pelo companheirismo, carinho e compreensão nesse momento tão complicado e importante da minha vida. Por me incentivar e acreditar na minha capacidade sempre. Ter você ao meu lado torna a vida mais leve e alegre!

À todos que de maneira positiva contribuíram para a realização deste trabalho mas que por ventura eu tenha esquecido de mencionar.

Agradeço por final a mim mesmo por não ter desistido.

VALIDAÇÃO DOS DADOS DO SATÉLITE CALIPSO UTILIZANDO UM SISTEMA LIDAR DE RETROESPALHAMENTO ELÁSTICO E O FOTÔMETRO SOLAR DA REDE AERONET

Fábio Juliano da Silva Lopes

Os aerossóis e nuvens desenvolvem um papel muito importante nos processos climáticos terrestres por meio das suas contribuições diretas e indiretas no balanço radiativo da atmosfera. A dificuldade na previsão dos processos de mudanças climáticas estão associadas às incertezas na distribuição e propriedades dos aerossóis e nuvens, assim como em suas interações em escala global. Tendo como principal objetivo desenvolver estudos que ajudem na diminuição dessas incertezas, a NASA, em parceria com a agência espacial francesa CNES, desenvolveu a missão do Satélite CALIPSO, que possui a bordo um sistema Lidar denominado CALIOP capaz de estudar o perfil e a distribuição vertical dos aerossóis e nuvens e os processos de interação entre eles. Uma vez que as propriedades ópticas medidas pelo CALIOP são recuperadas utilizando um complexo conjunto de algoritmos, torna-se necessário o desenvolvimento de estudos e metodologias de validação para inferir qual a acurácia das medidas desse sistema. Nesse contexto, foi desenvolvida uma metodologia de avaliação e validação dos valores de Razão Lidar utilizados a priori pelos algoritmos do CALIOP utilizando dois instrumentos de sensoriamento remoto instalados em solo, um sistema Lidar de retroespalhamento elástico instalado no IPEN - São Paulo e o fotômetro solar da rede AERONET instalado em cinco diferentes localidades, Rio Branco - Acre (RB), Alta Floresta - Mato Grosso (AF), Cuiabá - Mato Grosso (CB), Campo Grande - Mato Grosso do Sul (CG) e São Paulo - São Paulo (SP). Foram determinados os dias de medidas correlativas entre os sistemas em solo e o CALIOP e analisados os dados para os dias de medidas com condições livre de nuvens e com trajetórias de massas de ar se deslocando das regiões de medidas do satélite para as regiões de medidas pelos instrumentos fixos. Foram calculados novos valores de Razão Lidar obtidos pelo Modelo Aeronet/Caliop (Modelo A/C) proposto. Esses valores mostraram-se coerentes com aqueles utilizados inicialmente pelo algoritmo do sistema CALIOP. Realizando uma comparação quantitativa, obteve-se uma diferença percentual de $-2,17 \pm 30,12\%$, esse valor mostra-se compatível com outros valores obtidos na literatura de validação desse sistema Lidar a bordo do Satélite CALIPSO. Essa subestimação nos valores de Razão Lidar utilizados pelo CALIOP pode estar ocorrendo devido um problema no processo de calibração dos dados do sistema CALIOP, uma vez que o território brasileiro se encontra na região da Anomalia do Atlântico Sul (SAA). A diferença percentual dos valores de Razão Lidar utilizados pelo CALIOP com aqueles obtido por meio de medidas com o sistema Lidar do IPEN forneceram valores de $-2,34 \pm 17,53\%$, demonstrando que o modelo de validação proposto é aceitável e acurácia nos valores de Razão Lidar utilizados a priori pelo CALIOP está dentro das margens de incerteza de 30%.

CALIPSO SATELLITE VALIDATION USING AN ELASTIC BACKSCATTERING LIDAR
SYSTEM AND THE AERONET SUNPHOTOMETER DATA

ABSTRACT

Aerosol and clouds play an important role in the Earth's climate process through their direct and indirect contributions to the radiation budget. The largest difficulty in predicting the climate change processes is associated with uncertainties in the distribution and properties of aerosols and clouds, as well as their interactions on a global scale. The CALIPSO mission was developed as part of the NASA program, in collaboration with the French space agency CNES, with the main goal to develop studies that will help to quantify the uncertainties about aerosols and clouds. The CALIPSO satellite carried a Lidar system on board, named CALIOP, as a primary instrument, able to provide the aerosol and cloud vertical profiles and distribution, as well as their interactions. Once the optical properties measured by CALIOP are retrieved, using a complex set of algorithms, it is necessary to study and develop methodologies in order to assess the accuracy of the CALIOP products. In this context, a validation methodology was developed in order to verify the assumed values of the Lidar Ratio selected by the CALIOP algorithms, using two ground-based remote sensing instruments, an elastic backscatter Lidar system (MSP) installed at IPEN in São Paulo and the AERONET sunphotometers operating at five different locations in Brazil, Rio Branco - Acre (RB), Alta Floresta - Mato Grosso (AF), Cuiabá - Mato Grosso (CB), Campo Grande - Mato Grosso do Sul (CG) e São Paulo - São Paulo (SP). Those days when the CALIOP system and ground-based instruments spatially coincided, were selected and analyzed under cloud-free conditions, as well as days when the trajectories of air masses indicated the transport of air parcels from the CALIOP track towards the ground-based sensors. The Lidar Ratio values from the Aeronet/Caliop proposed model was determined and showed good consistency with those initially assumed by the CALIOP Algorithm. Based on the quantitative comparison, a mean difference of $-2,17 \pm 30,12\%$. This value shows to be in good agreement with other papers in the CALIPSO validation literature, demonstrating the accuracy of the proposed model. The apparent underestimation in the CALIOP Lidar Ratio values indicates a possible problem with the calibration process, since the Brazilian territory is in the so-called South Atlantic Anomaly (SSA) Region. The Lidar Ratio retrieved by the MSP-Lidar system at IPEN provided a mean difference of $-2,34 \pm 17,53\%$, confirming that the accuracy in the Lidar Ratio assumed a priori by the CALIOP algorithms is within the uncertainty range of 30%.

Sumário

1	Introdução	20
2	Objetivos	37
3	Conceitos Teóricos	39
3.1	Espalhamento e extinção da luz	39
3.1.1	Extinção e transmissão da luz em um meio	39
3.1.2	Espalhamento elástico da luz	42
3.1.3	Espalhamento Rayleigh	44
3.1.4	Espalhamento Mie	47
3.2	Sensoriamento Remoto	50
3.2.1	Sensoriamento remoto passivo - fotômetro solar	52
3.2.2	Sensoriamento remoto ativo - Técnica Lidar	54
3.2.3	Equação Lidar de retroespalhamento elástico	59
3.2.4	Sensoriamento Remoto - Satélites	64
4	Instrumentação	67
4.1	Sistema de retroespalhamento elástico MSP-Lidar	67
4.2	Fotômetro solar da rede AERONET	70
4.2.1	Medidas Almucantar e Plano Principal	71
4.3	Satélite CALIPSO	72
4.3.1	CALIOP - Sistema de receptor e transmissor	73
4.3.2	Aquisição e resolução dos dados	76
4.3.3	Produtos e conjunto dos dados	77
4.3.4	Dados de nível 1	78
4.3.5	Calibração dos dados de nível 1	80
4.3.6	Dados de nível 2	82
4.3.7	Processamento do dados de nível 2	84
4.3.8	Relação sinal-ruído	85
4.3.9	Deteção de camadas - Algoritmo SIBYL	87
4.3.10	Classificação de cenário - Algoritmo SCA	90
4.3.11	Classificação de aerossóis - Algoritmo SCA	93
4.3.12	Recuperação do coeficiente de extinção - Algoritmo HERA	96
4.4	Modelo de trajetórias HYSPLIT	99

5	Algoritmos para análises e cálculos	101
5.1	Algoritmo localizador de passagens do CALIPSO - COVERLAI	101
5.2	Algoritmo de seleção de medidas coincidentes - MCSA	103
5.3	Algoritmo de leitura de camadas de nuvens e aerossóis - CLARA	103
5.4	Algoritmo do Modelo Aeronet/Caliop - cálculo da razão lidar	106
6	Metodologia	109
7	Resultados	113
7.1	Seleção dos dias de medidas para análise	114
7.1.1	Identificação das passagens do satélite CALIPSO	114
7.1.2	Seleção dos dias de medidas coincidentes	118
7.1.3	Análise de camadas de nuvens e aerossóis e trajetórias de massas de ar	120
7.2	Determinação da Razão Lidar pelo Modelo A/C	126
7.3	Determinação da Razão Lidar por meio de medidas com o MSP-Lidar . . .	130
7.4	Investigação das causas para a subestimação dos dados do CALIOP	131
7.5	Comparação entre os valores de RL calculados por dados da AERONET e do CALIOP	138
7.6	Desempenho do Modelo A/C	141
8	Conclusões	148
	Sugestões para trabalhos futuros	153
	Referências Bibliográficas	154

Lista de Figuras

1.1	Ilustração esquemática do balanço radiativo da Terra. Parte da radiação incidente no topo da atmosfera é refletida pelas nuvens, aerossóis e superfície da Terra, outra parte é ainda absorvida pela atmosfera e pela superfície. Parte dessa radiação absorvida pela Terra retorna à atmosfera em forma de calor sensível e calor latente, outra parte é emitida como radiação térmica pela superfície, que por sua vez será absorvida e refletida pela atmosfera e também transmitida para o espaço. Figura adaptada de [Liou (2002)].	21
1.2	Estimativas médias globais das forçantes radiativas naturais e antropogênicas devido à mudança nas quantidades de concentrações das partículas de aerossóis e gases de efeito estufa desde a era pré-industrial até os dias atuais estimados pelo IPCC e o nível de entendimento científico (NEC) dessas grandezas. Figura adaptada de [Alley <i>et al.</i> (2007)].	22
1.3	Constelação de satélites <i>A-Train</i> do programa EOS, formado pelos satélites Aura, PARASOL, CLOUDSat, CALIPSO e Aqua. Figura obtida na página eletrônica http://earthobservatory.nasa.gov	26
3.1	Diagrama da propagação de um feixe de luz em um meio de espessura S_1	40
3.2	Padrão de espalhamento da radiação eletromagnética na região do visível, 500 nm, por partículas esféricas com três tamanhos diferentes: a) $10^{-4} \mu m$, b) $0,1 \mu m$, e c) $1 \mu m$. Figura adaptado do livro Liou (2002).	43
3.3	Ângulo de espalhamento para a função de fase.	44
3.4	Fator de eficiência de espalhamento em função do parâmetro de tamanho a para a parte real do índice de refração, $m_{\mathbb{R}} = 1,5$, e para quatro valores diferentes da parte imaginária $m_{\mathbb{I}}$. Figura adaptada de Wallace e Hoobs (2006).	49

3.5	Representação da técnica de sensoriamento remoto passivo e ativo realizada por instrumentos a bordo de satélites. Figura adaptada do CCRS - <i>Canadian Centre for Remote Sensing</i> - http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/	51
3.6	Geometria de um sistema formado por um fotômetro fixado em solo que capta a radiação solar direta.	52
3.7	Tipos de configuração de sistemas Lidar.	55
3.8	Representação esquemática de um sistema Lidar, composto por um sistema transmissor (Laser), um sistema receptor (Telescópio e analisador óptico) e um sistema de detecção (detector e sistema de aquisição de dados).	56
3.9	Representação dos tipos de satélites que realizam a cobertura da Terra de acordo com o tipo específico de órbita. Figura adaptada do CCRS - <i>Canadian Centre for Remote Sensing</i> - http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/	66
4.1	Módulo transmissor do sistema MSP-Lidar compostos por um Laser ❶, um colimador ❷ e um conjunto de espelhos direcionadores de feixe, ❸ e ❹	68
4.2	Módulo receptor do sistema MSP-Lidar compostos um Telescópio Newtoniano ❺, a caixa de detecção de sinal composta por tubos fotomultiplicadores e filtros espectrais ❻, um registrador transiente para transformação do sinal elétrico em analógico ❼, e um conjunto de espelhos direcionadores que enviam o feixe para a atmosfera.	69
4.3	Fotômetro solar da rede AERONET e seus componentes A figura é adaptada da foto original obtida no site da própria AERONET, http://aeronet.gsfc.nasa.gov . 71	
4.4	Diagrama de bloco do sistema CALIOP adaptado da figura obtida em Hostetler <i>et al.</i> (2006)	75
4.5	Sinal medido pelo CALIOP em função da Latitude referente a altitude de 32,66 km. (a) Sinal medido dentro da região da SAA e, (b) sinal resultante da aplicação de filtros computacionais nos dados de medidas dentro da região da SAA. Figura adaptada de Powell <i>et al.</i> (2009).	82
4.6	Interação entre os três algoritmos principais na determinação dos produtos de nível 2 do Satélite CALIPSO, adaptado de Winker <i>et al.</i> (2009)	85
4.7	Sensibilidade de detecção durante o dia e noite em termos de nuvens e aerossóis em função do intervalo de valores do coeficiente de retroespalhamento, adaptado de Winker <i>et al.</i> (2009)	86

4.8	Perfil da razão de espalhamento em 532 nm com resolução horizontal de 5 km, adaptado de Vaughan <i>et al.</i> (2009). A linha cinza representa o limiar inicial para detecção de camadas. A linha pontilha em azul representa o limiar modificado após a detecção da primeira camada. Note que para as regiões sem presença de partículas, acima e logo abaixo da nuvem cirrus, a razão de espalhamento permanece constante apesar dos sinais de ruído. . . .	89
4.9	(a) Distribuição espacial do coeficiente de espalhamento atenuado e razão de cor atenuada, e (b) Distribuição de ocorrências em função do coeficiente de retroespalhamento atenuado para nuvens e aerossóis medida em 12 de Agosto de 2006 pelo CALIPSO, adaptado de Liu <i>et al.</i> (2009).	91
4.10	Fluxograma do algoritmo de seleção da razão lidar (RL) para aerossóis detectados pelo satélite CALIPSO, adaptado de Omar <i>et al.</i> (2009).	96
4.11	Exemplo de cenário atmosférico para a recuperação do coeficiente de extinção: a) Nuvem Cirrus isolada; b) aerossol em uma região limpa e entre nuvens esparsas; c) camada de aerossol acima de uma nuvem densa; d) camada de aerossol abaixo de uma camada em grandes altitudes (Cirrus); e) camada de aerossol abaixo de uma nuvem densa	97
5.1	Trajetória do satélite CALIPSO para o dia 19 de Agosto de 2007 como produto do algoritmo COVERLAI. A linha verde representa as trajetórias e aos pontos pretos no território brasileiro simboliza as 5 localidades escolhidas nesse trabalho.	102
5.2	Trajetória do satélite CALIPSO em 19 de Agosto de 2007 próximo a região de Alta Floresta. Na figura a esquerda a trajetória em verde representa a fatia de dados obtidos no banco de dados da NASA. O detalhe em preto na figura a esquerda e os pontos em vermelho do mapa a direita representam a região analisada de 100 km de resolução horizontal.	104
5.3	Fluxograma dos algoritmos implementados para seleção dos dados de análise no processo de validação dos dados do Satélite CALIPSO.	106
6.1	Fluxograma das etapas realizadas nesse trabalho de implementação de uma metodologia de validação dos dados do Satélite CALIPSO.	112

7.1	Trajетórias do satélite CALIPSO no intervalo temporal de 02 a 17 de Agosto de 2007. As linhas em preto representam as trajetórias e aos pontos em branco no território brasileiro simboliza as 5 localidades escolhidas nesse trabalho.	115
7.2	Representação das trajetórias típicas do Satélite CALIPSO e suas respectivas distâncias ΔD entre as localidades de RB, AF, CB, CG e SP.	116
7.3	Representação dos centróides de retroespalhamento para as camadas de aerossóis detectadas em contraste com o perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm para o dia 19 de Agosto de 2007, próximo ao sistema AERONET de Alta Floresta. As linhas pontilhadas representam os valores dos 3 centróides médios calculados para o perfil de 5 km de resolução horizontal com menor valor de distância ΔD entre os dois sensores.	122
7.4	Trajетórias de massas de ar na localidade de Alta Floresta para as altitudes de centróides de retroespalhamento no dia 14 de Julho de 2009. A seta verde representa a trajetória do Satélite CALIPSO, a linha tracejada branca a distância ΔD entre a trajetória do satélite e o instrumento da AERONET, e ainda, as linhas vermelhas representam as trajetórias de massas de ar nas altitudes do centróide de retroespalhamento $C \simeq 1450$ m, para esse caso. . .	123
7.5	Trajетórias de massas de ar na localidade de São Paulo para as altitudes de centróides de retroespalhamento no dia 26 de Maio de 2007, no sentido reverso do tempo. A seta verde representa a trajetória do Satélite CALIPSO, a linha tracejada branca a distância ΔD entre a trajetória do satélite e o instrumento da AERONET, e ainda, as linhas vermelhas representam as trajetórias de massas de ar nas altitudes do centróide de retroespalhamento $C \simeq 2003$ m.	124
7.6	Trajетórias de massas de ar na localidade de São Paulo para as altitudes de centróides de retroespalhamento no dia 26 de Maio de 2007, no sentido direto do tempo. A seta verde representa a trajetória do Satélite CALIPSO, a linha tracejada branca a distância ΔD entre a trajetória do satélite e o instrumento da AERONET, e ainda, as linhas vermelhas representam as trajetórias de massas de ar nas altitudes do centróide de retroespalhamento $C \simeq 2003$ m.	125

7.7	Distribuição da razão lidar determinada pelo Modelo A/C e pelo Modelo CALIOP. O primeiro utiliza valores de AOD fornecidos pela AERONET e o segundo valores determinados pelo algoritmo HERA do sistema CALIOP.	127
7.8	Comparação da distribuição da razão lidar determinada pelo sistema HSRL (<i>High Spectral Resolution Lidar</i>) a bordo de um avião [Hair <i>et al.</i> (2008)] e pelo algoritmo do sistema lidar a bordo do CALIPSO, adaptada de Omar <i>et al.</i> (2009). a) Medidas realizadas nas campanhas <i>CALIPSO CloudSat Validation Experiments (CCVEX)</i> e <i>CALIPSO Twilight Zone Experiments (CATZ)</i> ; b) Medidas realizadas na campanha <i>Gulf of Mexico Atmospheric Composition and Climate Study (GoMACCS)</i>	128
7.9	Distribuição da diferença percentual entre os valores de razão lidar obtidos pelo Modelo A/C e aqueles utilizados no Modelo CALIOP. A diferença percentual foi calculada utilizando os dados das 5 localidades RB, AF, CB, CG e SP.	129
7.10	Valores de AOD em função da Latitude recuperados pelo sistema CALIOP e pelo fotômetro solar da AERONET (★) para a localidade de Cuiabá no dia 07 de Junho de 2007.	132
7.11	Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm para a localidade de Cuiabá no dia 07 de Junho de 2007. É possível notar a presença de nuvens na região da CLP em torno de 3 km de altitude.	133
7.12	Perfil do sinal de retroespalhamento total atenuado em 532 nm para a localidade de Cuiabá no dia 07 de Junho de 2007 com uma resolução horizontal de 5 km, referente a maior aproximação do CALIOP com relação a AERONET. É possível notar o pico de retroespalhamento referente a nuvens na região da CLP em torno de 2800 metros de altitude.	134
7.13	Perfil vertical de extinção dos aerossóis recuperados para medidas do sistema CALIOP em função da latitude para a localidade próxima ao sistema da AERONET em Cuiabá, indicado pela seta branca, no dia 07 de Junho de 2007. Nota-se um fraco sinal de extinção dos aerossóis na região mais próxima da estação AERONET, possivelmente devido a atenuação de nuvens contaminantes da camada limite. . .	134

7.14	Perfil de retroespalhamento atenuado total para 532 nm em função da latitude para a localidade de Campo Grande no dia 11 de Setembro de 2007 referente a máxima aproximação do CALIOP com relação a AERONET. A figura inserida mostra o perfil do sinal de retroespalhamento em função da altitude com resolução horizontal de 5 km. É possível notar uma camada de aerossóis entre 3 e 4 km de altitude, além disso, percebe-se que o perfil está livre de sinais de nuvem.	136
7.15	Valores do perfil de extinção dos aerossóis recuperados das medidas do sistema CALIOP em função da Latitude para a localidade próxima ao sistema da AERONET em Campo Grande, mostrada pela seta branca.	137
7.16	Valores de espessura óptica dos aerossóis em função da latitude recuperados pelo sistema CALIOP e pelo fotômetro solar da AERONET (★) para a localidade de Campo Grande no dia 11 de Setembro de 2007.	138
7.17	a) Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude, e b) Intensidade do sinal de retroespalhamento atenuado total em função da altitude com resolução horizontal de 5 km para a região de Alta Floresta no dia 19 de Agosto de 2007.	142
7.18	Perfil de razão de depolarização em função da altitude na localidade próxima do sistema AERONET em Alta Floresta no dia 19 de Agosto de 2007. Os Valores de razão de depolarização oscilam próximos de zero para a altitude entre 2 e 3 km. . .	143
7.19	Gráfico de dispersão da AOD em 532 nm em função do Expoente de Angström para o ano de 2007 medido pelo fotômetro solar em Alta Floresta. As linhas tracejadas indicam os valores medianos da AOD e do AE, e o ponto vermelho o respectivo valor para essas grandezas no dia 19 de Agosto de 2007 no horário próximo da passagem do satélite CALIPSO.	144
7.20	Distribuição de tamanho de partículas de aerossóis em função do raio obtida por métodos de inversão a partir de dados recuperados pelo fotômetro solar em Alta Floresta em 19 de Agosto de 2007. Essa distribuição bimodal é uma típica distribuição para aerossóis classificados como continental poluído.	145
7.21	Perfil de máscara das características verticais da atmosfera na localidade próxima ao sistema AERONET em Alta Floresta, indicado pela seta vermelha, no dia 19 de Agosto de 2007.	146

Lista de Tabelas

4.1	Especificações do sistema transmissor do Satélite CALIPSO.	74
4.2	Especificações do sistema receptor do Satélite CALIPSO.	75
4.3	Resolução horizontal e vertical em função da altitude dos dados do CALIPSO.	77
4.4	Resumo dos parâmetros primários do dados de nível 1.	79
4.5	Resumo dos parâmetros primários do dados de nível 2.	83
4.6	Resolução vertical e horizontal dos produtos dos dados de nível 2.	84
4.7	Desempenho da classificação de nuvens e aerossóis em um dia inteiro de medidas do satélite CALIPSO.	92
4.8	Relação da pontuação CAD e seu certificado de qualidade (CQ).	93
4.9	Tipos de aerossóis e seus respectivos valores de razão lidar utilizados pelo algoritmo de classificação de aerossóis do satélite CALIPSO.	94
5.1	Dados de saída do algoritmo COVERLAI para a determinação das trajetórias diárias do satélite CALIPSO.	102
7.1	Quantidade de passagens do satélite CALIPSO em intervalos ≤ 55 km entre as suas trajetórias e as localidades escolhidas para períodos diurnos e noturnos.	116
7.2	Quantidade de passagens do Satélite CALIPSO em intervalos ≤ 55 km entre as suas trajetórias e as localidades escolhidas apenas no período diurno.	117
7.3	Quantidade de passagens do Satélite CALIPSO em intervalos ≤ 100 km entre as suas trajetórias e as localidades escolhidas para períodos diurnos e noturnos.	118
7.4	Quantidade de passagens do satélite CALIPSO em intervalos ≤ 100 km entre as suas trajetórias e as localidades escolhidas apenas no período diurno.	118

7.5	Dias de medidas coincidentes entre o satélite CALIPSO, o sistema AERONET, e o sistemas MSP-Lidar para SP em intervalos de distâncias $\Delta D \leq 55$ km em períodos de medidas diurnos.	119
7.6	Dias de medidas coincidentes entre o Satélite CALIPSO, o sistema AERONET, e o sistemas MSP-Lidar para SP, em intervalos de distâncias $\Delta D \leq 100$ km em períodos de medidas diurnos.	120
7.7	Tabela de dias coincidentes e dados disponíveis para análise.	120
7.8	Quantidade de dias de medidas selecionados para aplicação do Modelo A/C após cumprir todas as exigências de seleção.	126
7.9	Valores de razão lidar obtido pelo sistema MSP-Lidar e valores médios utilizados pelo CALIOP na localidade de SP.	130
7.10	Valores de razão lidar obtido pelo fotômetro solar da rede AERONET, pelo sistema CALIOP e pelo Modelo A/C.	140
7.11	Valores de diferença percentual obtidos por meio de estudos de validação do sistema CALIOP.	141

Lista de Abreviaturas

- α - Coeficiente de extinção
- β - Coeficiente de retroespalhamento
- γ'_{est} - Coeficiente de retroespalhamento atenuado integrado estimado
- $\kappa(\lambda)$ - Seção de choque de extinção
- λ - Comprimento de onda
- ρ - Densidade do meio
- σ - Seção de choque de espalhamento
- τ - Profundidade óptica
- f - Função densidade de probabilidade multidimensional
- G_A - Ganho do sistema de amplificadores eletrônico do CALIOP
- $I(\lambda)$ - Intensidade de radiação
- $m_{\mathbb{I}}$ - Parte imaginária do índice de refração
- $m_{\mathbb{R}}$ - Parte real do índice de refração
- Q_{esp} - Fator de eficiência de espalhamento
- Q_{ext} - Fator de eficiência de extinção
- $R'(z)$ - Razão de espalhamento
- $\overset{\circ}{a}$ - Expoente de Ångström
- C - Coeficiente de Calibração do CALIOP
- E - Energia do Pulso do Laser do CALIOP
- A/C - Aeronet/Caliop
- AERONET - *Aerosol Robotic Network*
- AF - Alta Floresta

AIRS - *Atmospheric Infrared Sounder*

AMSL - *Above Mean Sea Level*

AOD - *Aerosol Optical Depth*

BMX - *Beam Expander*

CAD - *Cloud and aerosol discrimination*

CALIOP - *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*

CALIPSO - *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*

CATZ - *CALIPSO Twilight Zone Experiments*

CB - *Cuiabá*

CCRS - *Canadian Centre for Remote Sensing*

CCVEX - *CALIPSO CloudSat Validation Experiments*

CG - *Campo Grande*

CLARA - *CLOUD Aerosol Reader Algorithm*

CLP - *Camada Limite Planetária*

COVERLAI - *CALIPSO Overpass Locator Algorithm*

CPR - *Cloud Profile Radar*

CQ - *Certificado de Qualidade*

CRAM - *Constrained Ratios Aerosol Model-Fit*

EARLINET - *European Aerosol Research Lidar Network*

EOS - *Earth Observing System*

FDP - *Função Densidade de Probabilidade*

FWHM - *Full width at half maximum*

GLAS - *Geoscience Laser Altimeter System*

GMAO - *Global Modeling and Assimilation Office*

GoMACCS - *Gulf of Mexico Atmospheric Composition and Climate Study*

HERA - *Hybrid Extinction Retrieval Algorithm*

HSRL - *High Spectral Resolution Lidar*

ICESat - *Ice, Cloud and land Elevation Satellite*

IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*

IPEN - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares

ITRF00 - *International Terrestrial Reference Frame 2000*

Lidar - *Light Detection and Ranging*

LITE - *Lidar In-space Technology Experiment*

MCSA - *Multi-instrumental Coincidence Selection Algorithm*

MISR - *Multiangl e Imaging Spectroradiometer*

MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*

MSP-Lidar - Sistema Lidar do Município de São Paulo

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

NCD - Número de camadas detectadas

Nd:YAG - *Neodymium-doped Yttrium Aluminium Garnet*

NEC - Nível de entendimento científico

PARASOL - *Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar*

PMT - *Photomultiplier Tube* (Tubo fotomultiplicador)

POLDER - *Polarization and Directionality of Earth's Reflectance*

RB - Rio Branco

RL - Razão Lidar

SAA - *South Atlantic Anomaly*

SCA - *Scene Classification Algorithms*

SIBYL - *Selective Iterative Boundary Locator*

SP - São Paulo

SSA - *Single Scattering Albedo*

T - Transmissividade

UTC - *Coordinated Universal Time*

VFM - *Vertical Feature Mask*

Capítulo 1

Introdução

Todo sistema físico possui a tendência de entrar em equilíbrio, atingindo assim seu estado de menor energia. Sendo a atmosfera um sistema físico como qualquer outro, ela tende a entrar em equilíbrio, realizando assim um balanço entre a radiação provinda do Sol e a radiação enviada de volta ao espaço [Andrews (2010)].

A radiação eletromagnética emitida pelo Sol é a maior fonte de energia externa responsável pelo desenvolvimento dos processos climáticos na Terra [Seinfeld e Pandis (1998)]. O fluxo de radiação solar integrado em todos os seus comprimentos de onda que incide sobre uma superfície orientada perpendicularmente com relação aos raios solares situada no topo da atmosfera terrestre é de cerca de 1368 Wm^{-2} . O fluxo de radiação solar médio incidente em um período de 24 horas em toda a Terra é de 342 Wm^{-2} (levando em consideração a área esférica da Terra de $4\pi r_T^2$, na qual r_T o raio da Terra). Dessa radiação incidente, cerca de 103 Wm^{-2} é refletido de volta ao espaço devido à cobertura de nuvens, aerossóis e moléculas presente na atmosfera, além da reflexão devido a superfície, que contribui com cerca de 28 Wm^{-2} . Do fluxo de radiação incidente total, 78 Wm^{-2} é absorvido na atmosfera e 189 Wm^{-2} pela superfície terrestre. Essa mesma superfície emite em torno de 390 Wm^{-2} em forma de radiação infravermelha, parte dessa radiação é ainda absorvida pela atmosfera e outra parte mandada de volta a superfície, outra parte, em torno de 239 Wm^{-2} é enviada ao espaço [Liou (2002), Hewitt e Jackson (2003), Kiehl e Trenberth (1997)], realizando assim o fechamento do balanço energético da atmosfera, como mostra a figura 1.1.

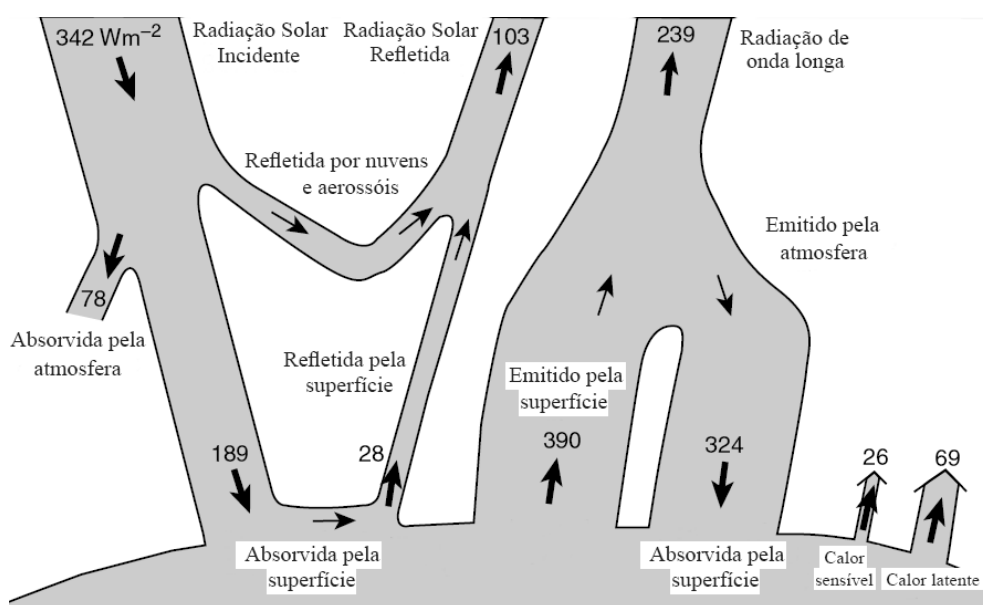


Figura 1.1: Ilustração esquemática do balanço radiativo da Terra. Parte da radiação incidente no topo da atmosfera é refletida pelas nuvens, aerossóis e superfície da Terra, outra parte é ainda absorvida pela atmosfera e pela superfície. Parte dessa radiação absorvida pela Terra retorna à atmosfera em forma de calor sensível e calor latente, outra parte é emitida como radiação térmica pela superfície, que por sua vez será absorvida e refletida pela atmosfera e também transmitida para o espaço. Figura adaptada de [Liou (2002)].

Os agentes que governam esse equilíbrio da atmosfera são os constituintes geofísicos que a compõem, ou seja, nuvens, aerossóis e moléculas. Essas entidades geofísicas podem agir como forçantes radiativas de maneira positivas ou negativas. As forçantes radiativas positivas são responsáveis pela absorção de radiação eletromagnética, contribuindo de maneira positiva para o aquecimento da atmosfera global. Já as forçantes radiativas negativas, como o próprio nome sugere, contribuem de maneira negativa para o aquecimento da atmosfera, emitindo de volta ao espaço a radiação incidente [Anderson *et al.* (2005), Taylor (2002)].

De acordo com o relatório emitido pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) [Alley *et al.* (2007)], mudanças ocorridas na quantidade de gases de efeito estufa e nos aerossóis, bem como na irradiação solar e na superfície, podem de alguma maneira alterar o balanço energético do sistema climático da Terra. Tais mudanças podem ser expressadas em termos das forçantes radiativas, que são usadas para determinar quanto e como a influência humana e natural interferem nos processos de aquecimento e resfriamento do clima global. Ainda de acordo com o relatório do IPCC, algumas forçantes radiativas apresentam efeitos positivos no aquecimento atmosférico global, além de possuir um alto

nível de entendimento científico, como o caso dos gases de efeito estufa. A figura 1.2 mostra uma estimativa média global das contribuições e incertezas de cada componente de forçantes radiativas presente na atmosfera devido à mudança ocorrida nas concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis desde o período pré-industrial até o presente.

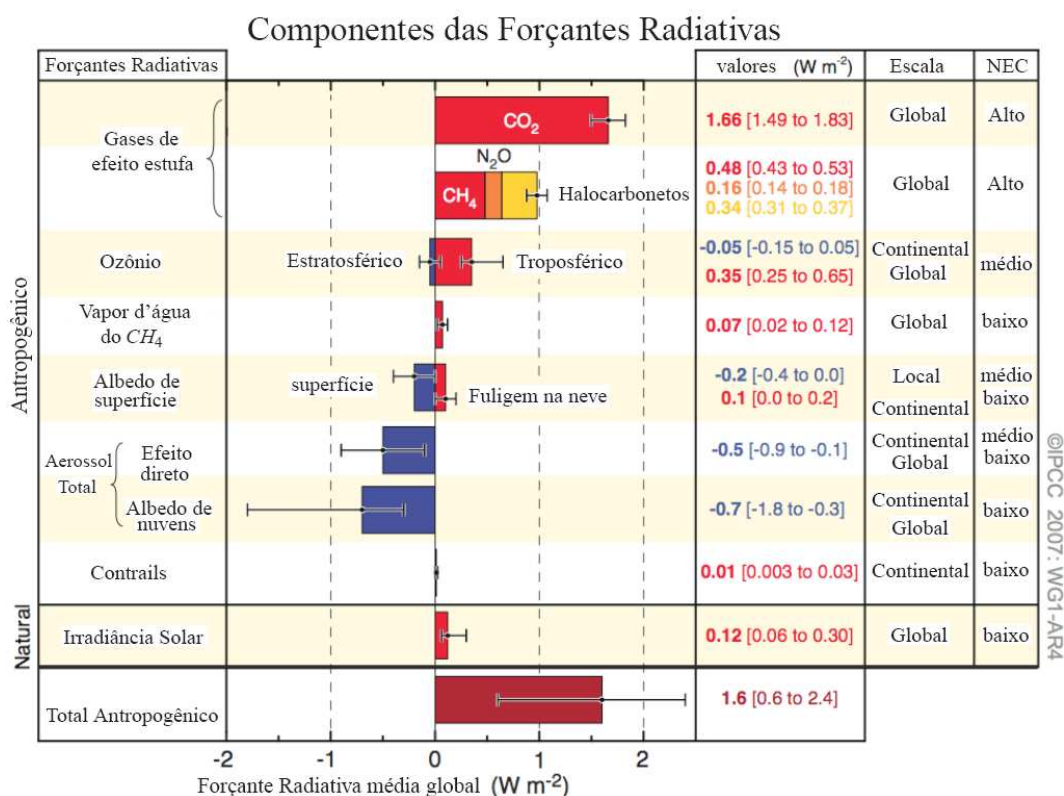


Figura 1.2: Estimativas médias globais das forçantes radiativas naturais e antropogênicas devido à mudança nas quantidades de concentrações das partículas de aerossóis e gases de efeito estufa desde a era pré-industrial até os dias atuais estimados pelo IPCC e o nível de entendimento científico (NEC) dessas grandezas. Figura adaptada de [Alley *et al.* (2007)].

Diferente dos gases de efeito estufa, existem outras forçantes radiativas que apresentam um grau de incerteza muito alto e pouco conhecimento científico em suas contribuições para os processos de mudanças climáticas, como é o caso dos aerossóis. Esses aerossóis afetam diretamente e indiretamente o balanço energético da Terra atuando como espalhadores e absorvedores de radiação, além de desenvolver um papel de núcleo de condensação para formação de nuvens, que por sua vez também apresentam um alto grau de incerteza em suas contribuições para o resfriamento da atmosfera [Ghan e Schwartz (2007)].

As propriedades físicas e ópticas dos aerossóis são complexas e variam de forma con-

siderável devido a diferença de composição, condições atmosféricas e fontes de produção, que podem ser naturais ou antropogênicas. Seus efeitos e influência no balanço radiativo da atmosfera, tanto em âmbito local quanto global, ainda representam uma enorme incerteza, principalmente devido sua alta variabilidade espacial e temporal, sendo por isso objeto de estudos incessantes na obtenção de um maior entendimento no que diz respeito a influência dos aerossóis nos processos da atmosfera [Alley *et al.* (2007), Anderson *et al.* (2003, 2005)].

Devido à essas incertezas, inúmeros trabalhos de pesquisas estão sendo desenvolvidos com o propósito de obter um melhor entendimento da influência das partículas de aerossóis nos processos ocorridos na atmosfera. É preciso ainda desenvolver estudos mais detalhados sobre as propriedades ópticas das partículas de aerossóis tais como a distribuição de tamanho [Kaufman *et al.* (2003), Bingen *et al.* (2004), Wang *et al.* (2006), Jagodnicka *et al.* (2009)], tipo e composição dos aerossóis [Sasano e Browell (1989), Müller *et al.* (2007), Cattrall *et al.* (2005), Ackermann (1998)], propriedades de absorção [Dubovik *et al.* (2002), Bergstrom *et al.* (2007)] e concentração [Ganguly *et al.* (2009)], perfis verticais de distribuição [Spinhirne *et al.* (1980), Petzold *et al.* (2002), Gobbi *et al.* (2001)] e profundidade óptica dos aerossóis (AOD) [Kaufman *et al.* (2001), Campanelli *et al.* (2003), Livingston *et al.* (2003)].

Nos últimos anos diversas técnicas de sensoriamento remoto, tanto em bases fixas em superfície quanto a bordo de aviões ou satélites, foram desenvolvidas ou aprimoradas tendo como principal objeto o estudo das propriedades ópticas dos aerossóis. Esse monitoramento e medidas podem ser realizados por meio de diversas técnicas e instrumentos desenvolvidos, como por exemplo, utilizando um Nefelômetro que mede a quantidade de espalhamento das partículas suspensas no ar indicando o grau de visibilidade e de poluição da atmosfera, assim como propriedades ópticas desses aerossóis como valores de AOD [Veefkind *et al.* (1994), Doherty *et al.* (1999)]. Outro instrumento muito utilizado nas medidas de radiometria da atmosfera é o espectro radiômetro solar, que se utiliza da radiação proveniente do Sol no seu processo de medidas. A radiação solar ao atravessar a atmosfera sofre processos de espalhamento e atenuação devido as moléculas e partículas, permitindo assim a realização de medidas das propriedades ópticas dos aerossóis presentes na atmosfera, obtendo informações como espessura óptica, distribuição de tamanho, índice de refração, função de fase, dentre outras. Foi desenvolvido pela NASA¹ *Goddard Space Flight Center*, em conjunto com outros institutos de pesquisa, a implementação de uma rede de espectro radiômetros solares

¹NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

para o monitoramento dos aerossóis na atmosfera, denominada AERONET, que é um acrônimo para *Aerosol Robotic Network* [Holben *et al.* (1998)]. Essa rede de fotômetros solares possui a habilidade de caracterizar tanto espacialmente quanto temporalmente a distribuição dos aerossóis na coluna atmosférica. Outro instrumento muito importante na realização do sensoriamento remoto da atmosfera é o sistema Lidar, acrônimo de *Light Detection and Ranging*, essa técnica utiliza-se de um sistema a Laser para medidas de propriedades ópticas da atmosfera [Measures (1984), Kovalev e Eichinger (2004)]. Diferente da rede AERONET, que realiza medidas integradas na coluna atmosférica, o sistema Lidar possui a habilidade de caracterização espacial e temporal dos aerossóis no perfil vertical da atmosfera. Assim, os dois instrumentos quando alocados em uma mesma localidade desenvolvem um trabalho em sinergia, o primeiro medindo, por exemplo, a espessura óptica dos aerossóis na coluna atmosférica enquanto o segundo mede a distribuição vertical dos aerossóis [Müller *et al.* (2003)]. Essas duas técnicas quando empregadas em superfície mostram-se muito eficientes no processo de monitoramento regional da atmosfera. Contudo, devido a grande variabilidade na distribuição espacial desses aerossóis na atmosfera, em razão principalmente das inúmeras fontes produtoras e dos curtos períodos de tempo em que eles permanecem em suspensão na atmosfera [Anderson *et al.* (2003b)], torna-se grande a necessidade de caracterização da distribuição e das propriedades ópticas dos aerossóis em escala global, para assim ser desenvolvida uma estratégia de quantificação das forçantes radiativas e da sua contribuição nos processos de mudanças climáticas [Anderson *et al.* (2005)].

Nos últimos anos foram desenvolvidas diversas tecnologias com o objetivo de facilitar a instalação e funcionamento desses sistemas de monitoramento da atmosfera a bordo de satélites, tornando-se possível o monitoramento da atmosfera não somente em escala local, mas também em escala global [NASA (2003)]. Grande parte dessa iniciativa de desenvolvimento de satélites aplicados ao sensoriamento remoto da atmosfera foi desenvolvido por programas científicos da NASA em parceria com outras instituições e centros de pesquisas, dentre essas iniciativas destaca-se o Programa de Observação do Sistema Terrestre (EOS do inglês *Earth Observing System*) [Parkinson *et al.* (2006)]. Esse programa tem como objetivo desenvolver o entendimento do funcionamento do sistema terrestre em escala global, conhecer seus componentes, como eles interagem entre si e como o sistema terrestre desenvolve suas mudanças. Esse programa prevê a necessidade de entendimento de qual porcentagem de mudanças ocorridas no sistema terrestre são devido à causas naturais e qual a parcela

de influência humana, definindo assim alguns tópicos que devem ser investigados de maneira minuciosa, tais como os processos de radiação, formação de nuvens, vapor d'água e precipitação; gases de efeito estufa e suas transformações na atmosfera; oceanos, sua troca de energia e interações com a atmosfera; estudo de geleiras, derretimento de calota polares, mudanças no nível dos oceanos e hidrologia da Terra; camada de ozônio e química da estratosfera; além de erupções vulcânicas e aerossóis na atmosfera. Para realização desse amplo estudo foram e ainda estão sendo desenvolvidas diversas tecnologias capazes de colocar plataformas de equipamentos a bordo de satélites. Podem ser citadas algumas missões importantes que foram desenvolvidas ou que ainda estão em desenvolvimento dentro desse contexto, o satélite Aqua (<http://aqua.nasa.gov/>), lançado em 2002, possui seis diferentes instrumentos desenvolvidos para realizar o monitoramento da atmosfera, da superfície, oceanos e variações na camada polares, mais especificamente, realizando um estudo sobre o vapor d'água na atmosfera, nuvens, precipitação, fluxo de energia, aerossóis, cobertura de vegetação no solo, materiais orgânicos nos oceanos, dentre outros, aumentando assim o entendimento sobre o ciclo da água, sobre os aerossóis na atmosfera e o sistema climático da Terra como um todo. O Aura (<http://aura.gsfc.nasa.gov/>), lançado em 2004, possui quatro instrumentos a bordo com o objetivo de estudar a composição e propriedades química dos componentes da atmosfera, principalmente do ozônio inserido no contexto de qualidade do ar. O satélite PARASOL (*Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar*) (<http://smc.cnes.fr/PARASOL/>), lançado em 2004, é responsável por medir sinal de retroespalhamento da luz polarizada em diversas direções com o objetivo de caracterizar de maneira mais precisa as partículas de aerossóis e nuvens. O CloudSat (<http://www.nasa.gov/cloudsat>), satélite lançado em 2006, tem como objetivo o estudo da estrutura vertical de nuvens, porcentagem de nuvens que produzem chuvas, estimativa de quanto as nuvens contribuem para o aquecimento global, permitindo assim determinar qual a contribuição dessas nuvens nos processos de mudanças climáticas da Terra. Outro satélite que precisa ser citado é o CALIPSO, acrônimo para *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*, lançado em 2006 junto com o CloudSat, tem como objetivo principal o estudo do perfil vertical da atmosfera, estudando as propriedades ópticas dos aerossóis e nuvens e quais as suas contribuições nos processos de mudanças climáticas. Esses cinco satélites mencionados formam a chamada Constelação A-Train (*A-Train constellation*), representada na figura 1.3. Mais informações a respeito do A-Train podem ser

encontradas nas seguintes referências, Stephens *et al.* (2002), NASA (2003), Anderson *et al.* (2005), Parkinson *et al.* (2006).

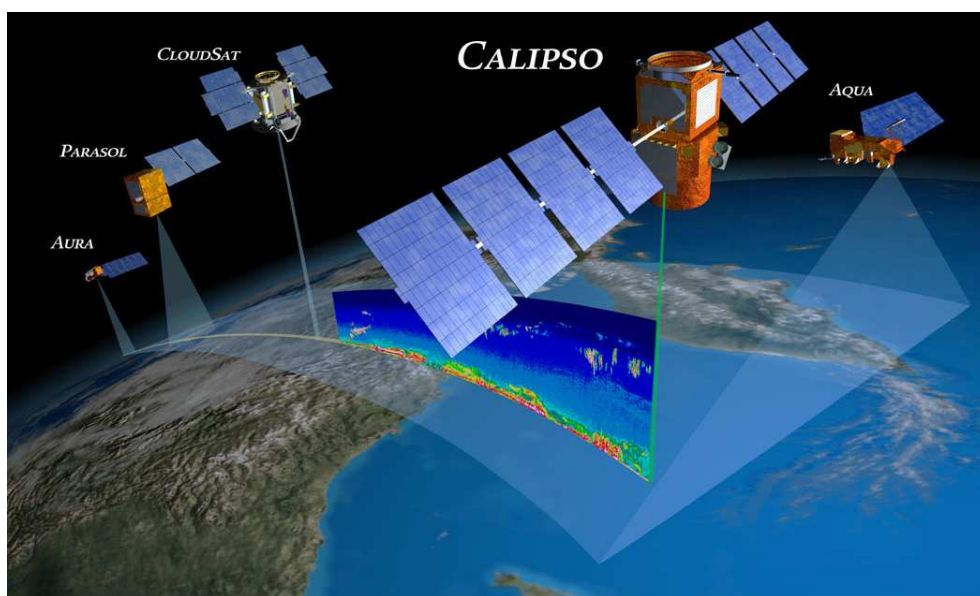


Figura 1.3: Constelação de satélites *A-Train* do programa EOS, formado pelos satélites Aura, PARASOL, CLOUDSat, CALIPSO e Aqua. Figura obtida na página eletrônica <http://earthobservatory.nasa.gov>.

Grande parte dos instrumentos de sensoriamento remoto, tanto aqueles instalados em solo quanto aqueles instalados em plataformas de satélites possuem a capacidade de realizar medidas dos componentes da atmosfera de maneira integrada na coluna atmosférica. Exemplos disso são os fotômetros solares da rede AERONET ou o MODIS (acrônimo de *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), instrumento instalado a bordo dos satélites Aqua e Terra, que medem valores de AOD integrados na coluna atmosférica. Contudo, a distribuição vertical dos aerossóis é extremamente importante no estudo de interações de aerossóis e nuvens, bem como nos cálculos de transferência radiativa. A distribuição vertical dos aerossóis podem contribuir sobremaneira na variabilidade dos mesmos na atmosfera, podendo gerar, por exemplo, falta de homogeneidade nas distribuições horizontais desses aerossóis, que geralmente não são levadas em consideração em modelos, de acordo com Mattis *et al.* (2003), Müller *et al.* (2007) e [Mattis *et al.* (2008)].

Dessa forma, técnicas como o Lidar representam uma ferramenta indispensável em estudos da estrutura e distribuição vertical dos aerossóis na atmosfera devido a sua capacidade de

medir esse perfil com uma alta resolução temporal e espacial. Além disso, o Lidar permite a separação do sinal de nuvens e aerossóis, oferecendo uma investigação mais precisa da interação entre aerossóis e nuvens, informação considerada muito importante no estudo dos efeitos diretos e indiretos dessas entidades geofísicas no processo de mudanças climáticas [Pappalardo *et al.* (2010)].

Em 1963 Smullin e Fiocco (1963) publicaram resultados de detecção de sinais de ecos ópticos de constituintes da atmosfera de alturas entre 60 e 140 km utilizando um sistema a Laser. Em 1966, Bain e Sandford (1966) detectaram sinais de retroespalhamento de alturas acima de 40 km na atmosfera utilizando um Laser de pulsado de Ruby, e Clemesha *et al.* (1966) detectaram camadas de poeira atmosférica a uma altitude de 85 km. No final dessa mesma década, em 1969, os primeiros instrumentos Lidar foram instalados em aviões de pequena escala com baixa autonomia de vôo, e em 1970 os primeiros instrumentos passaram a realizar medidas a bordo de aviões com autonomia para longas medidas temporais. Aproximadamente em 1979 os aviões de grandes altitudes passaram a ser utilizados para tomada de dados a cerca de 20 km de altitude [Weitkamp (2005)]. Com o avanço tecnológico, em 1994 foi realizada a primeira missão com um sistema Lidar no espaço, denominada LITE, acrônimo para *Lidar In-space technology Experiment* [McCormick *et al.* (1993), Winker *et al.* (1996)], na qual um sistema Lidar permaneceu em órbita por 11 dias medindo pela primeira vez estruturas complexas de nuvens, nuvens espessas, sistemas de tempestades, aerossóis de queima de biomassa, de tempestades desértica, dentre outros tipos [Weitkamp (2005)], abrindo assim possibilidades sem precedentes para a utilização de um sistema Lidar a bordo de um satélite.

O que ocorreu em 2003, quando um sistema a Laser denominado GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) [Spinhirne *et al.* (2005)] foi colocado a bordo do satélite ICESat para realizar medidas da estrutura da atmosfera em períodos de quatro a cinco semanas por ano, além da altura da camada limite e a topografia das camadas de gelo nas regiões polares. Contudo a missão foi encerrada em 2005 com o desgaste do laser do sistema.

Atualmente, o último esforço no estudo da estrutura vertical da atmosfera utilizando plataforma em órbitas em torno da Terra foi realizado em 2006 quando o satélite CALIPSO foi lançado ao espaço. A bordo desse satélite encontra-se um sistema Lidar denominado CALIOP, acrônimo para *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*, utilizado no estudo das propriedades ópticas de aerossóis e nuvens em escala global, realizando medi-

das do perfil vertical da atmosfera. Alguns resultados primários obtidos por esse sistema são, por exemplo, altura e espessura das nuvens e de camadas de aerossóis, perfil de retroespalhamento e extinção da atmosfera. Tais produtos poderão aumentar a capacidade de entendimento dos efeitos dos aerossóis e nuvens no balanço radiativo da atmosfera, além de contribuir na diminuição das incertezas dessas grandezas físicas e melhorar as estimativas dos modelos atmosféricos [Winker *et al.* (2007, 2009)].

O satélite CALIPSO orbita a Terra com uma velocidade média de 7 km/s, com um Laser operando em 20,16 Hz, ou seja, a cada segundo ele cobre uma região de aproximadamente 7 km com um sinal de apenas 20 pulsos de Laser. Assim, é preciso garantir uma redução do ruído de fundo devido a radiação solar sem diminuir o ganho e a razão sinal-ruído do sistema, bem como garantir a realização de uma boa calibração do sinal de aerossóis [Winker *et al.* (2007), Powell *et al.* (2009), Hunt *et al.* (2009)]. Além dessas dificuldades com relação ao sinal detectado, o CALIOP é composto por um sistema Lidar de retroespalhamento elástico, o que representa um desafio na solução da equação Lidar pois faz-se necessário a obtenção de dois parâmetros da atmosfera até então desconhecidos, o coeficiente de retroespalhamento e de extinção, utilizando apenas uma única equação, tornando-se necessária uma suposição inicial da razão entre esses dois parâmetros atmosféricos envolvidos, denominada como Razão Lidar (RL) [Kovalev e Eichinger (2004), Young e Vaughan (2009)]. Nesse contexto, torna-se necessário a avaliação e o estudo da acurácia nas medidas realizadas pelo CALIOP bem como do funcionamento do seu conjunto de complexos algoritmos que irão fornecer como produto final valores de grandezas ópticas da atmosfera [Winker *et al.* (2005, 2009)].

Desde o lançamento do CALIPSO diversos trabalhos foram realizados com o intuito de avaliar o desempenho do conjunto de algoritmos que geram seus produtos e validar a qualidade dos dados desse instrumento. Em 2007 McGill *et al.* (2007) utilizaram um sistema Lidar de alta resolução espectral (HSRL) a bordo de um avião ER-2 da NASA, que possuiu uma autonomia de voo de 6 a 21 km de altitude, para verificar a calibração e validar alguns produtos do sistema CALIOP utilizando dados de nível 1 durante o período de 26 de Julho até 14 Agosto de 2006, realizando um total de 13 vôos na mesma trajetória do CALIPSO. Foram comparadas medidas de retroespalhamento dos dois sistemas, mostrando uma boa concordância nas medidas da altitude do topo das camadas de nuvens e uma pequena discordância na comparação das altitudes das bases dessas nuvens, atribuída à uma diferença na região espacial medida uma vez que o CALIPSO possuía uma velocidade 8 vezes maior do

que a do avião. Esse trabalho demonstra ainda que o sinal de retroespalhamento mínimo de $(8 \pm 1) \times 10^{-7} m^{-1} sr^{-1}$ detectado pelo sistema CALIOP é condizente com o valor teórico estimado de $7 \times 10^{-7} m^{-1} sr^{-1}$. Ainda em 2007, Weisz *et al.* (2007) compararam valores de altura do topo de nuvens utilizando dados de medidas de instrumentos de sensoriamento remoto passivo como o AIRS e o MODIS, ambos a bordo do Satélite Aqua, com valores medidos por instrumentos de sensoriamento remoto ativo como o CALIOP e o CPR, acrônimo para *Cloud Profile Radar*, a bordo do satélite CloudSat. Os resultados apresentaram uma diferença média de $-2,8 \pm 2,9$ km comparando as medidas entre o AIRS e o CALIOP e $-3,0 \pm 3,2$ km para comparações entre o MODIS e o CALIOP.

Em 2008 Kim *et al.* (2008) analisaram pela primeira vez seis casos entre Setembro de 2006 e Fevereiro de 2007 comparando dados de nível 1 e 2 da versão 1 do CALIPSO com dados de um sistema de retroespalhamento elástico instalado em solo, para passagens do satélite em um raio de até 10 km de distância do local do sistema Lidar. Nesse trabalho foram selecionados três diferentes cenários atmosféricos para análise, o primeiro sendo analisado o sinal de retroespalhamento dos aerossóis da camada limite para condições livre de nuvens, no segundo a análise de múltiplas camadas de aerossóis abaixo de finas camadas de nuvens Cirrus, e para o terceiro cenário análise de camadas de aerossóis abaixo de camadas de nuvens espessas. Para comparações no primeiro cenário, os dados de ambos os sistemas concordam tanto em relação a intensidade de sinal de retroespalhamento quanto na altura das camadas detectadas. Para o segundo cenário, com nuvens Cirrus presentes na atmosfera, há uma significativa concordância entre os sinais detectados por ambos os sistemas, contudo nem sempre a base das nuvens Cirrus e o sinal de retroespalhamento das camadas mais baixas de aerossóis são bem determinados pelo CALIOP devido a atenuação sofrida ao passar pelas camadas de nuvens. No caso das análises atmosféricas contendo camadas espessas de nuvens o sinal de ambos instrumentos são quase que totalmente atenuados e não conseguem detectar as camadas posteriores. No geral, Kim *et al.* (2008) mostraram que há uma concordância significativa entre o CALIOP e o sistema Lidar instalado em superfície, o primeiro apresenta valores de RL de $43,2 \pm 6,2$ sr e o segundo valores de $37,4 \pm 7,2$ sr, apresentando uma diferença percentual de $15,5 \pm 4,24\%$. No mesmo contexto, Tao *et al.* (2008) analisaram 28 dias de medidas coincidentes entre os dados de nível 1 versão 1 do CALIPSO e os dados de medidas de um sistema Lidar instalado na Universidade de Hampton-Estados Unidos, entre o período de Junho de 2006 até Junho de 2007.

Os resultados apresentados mostraram haver uma concordância entre os perfis de sinal de retroespalhamento para os dois sistemas, assim como altura do topo e base das camadas de nuvens para distância de até 100 km entre o sistema em solo e a trajetória do satélite.

Quanto maior a quantidade de instrumentos Lidar instalados em superfície maiores serão as oportunidades de comparação de dados, aumentando por sua vez a qualidade do processo de validação. Dessa forma, a rede de sistemas Lidar criada na Europa, conhecida como EARLINET - *European Aerosol Research Lidar Network* [Matthais *et al.* (2004), Böckmann *et al.* (2004)], desenvolve um papel importantíssimo no processo de validação e exploração dos dados do CALIOP, uma vez que ela fornece informações de propriedades ópticas de aerossóis com alto fator de qualidade e possui inúmeros sistemas espalhados pelo continente europeu, permitindo com que se realize a investigação de uma grande variedade de cenários atmosféricos com diferentes tipos de aerossóis [Mattis *et al.* (2007)]. Fazendo parte dessa tarefa de validação dos dados do CALIOP, Mamouri *et al.* (2009), realizaram comparações dos dados de nível 1-versão 2 do CALIOP utilizando um sistema Lidar de retroespalhamento Raman instalado na Universidade Nacional de Atenas-Grécia. Foram utilizados 40 dias de medidas coincidentes, divididas durante o dia e a noite, entre o período de Junho de 2006 até Dezembro de 2007, dentro de um raio de 100 km de distância entre as passagens do satélite e o sistemas em solo. Comparando-se dados medidos durante o período diurno pelos dois sistemas obteve-se uma diferença percentual média de $-19 \pm 20\%$, que diminui para $-10 \pm 5\%$ para casos noturnos. Para o total de 27 casos com condições de céu limpo, sem presença de nuvens cirrus ou nuvens de baixa altitude, para medidas diurnas e noturnas, a diferença percentual encontrada foi de $-14 \pm 15\%$. Para análises realizadas em 13 dias com presença de nuvens Cirrus a diferença percentual foi de $-85 \pm 93\%$. Mamouri *et al.* (2009) associam essa subestimação dos dados do CALIOP aos processos de múltiplo espalhamento ocorrido nas camadas de nuvens Cirrus, resultando em uma atenuação excessiva do sinal quando comparado ao sinal do sistema Lidar instalado em superfície, que não experimentam esses efeitos de atenuação nas camadas anteriores as nuvens. Contudo, esse trabalho mostra que os melhores valores de diferença percentual obtidas foram de $-10 \pm 12\%$ para medidas diurnas e $-4 \pm 6\%$ para medidas noturnas, ambas no intervalo vertical entre 3 e 10 km.

Ainda no âmbito da EARLINET, Mona *et al.* (2009) realizaram 68 medidas coincidentes com a passagem do CALIPSO utilizando um sistema Lidar multicanal no período de Junho de 2006 a Junho de 2007. Foram feitas análises comparativas do perfil de retroespalhamento

total atenuado utilizando os dados de nível 1-versão 2 do CALIPSO, dentre esses, 16 casos de medidas noturnas apresentaram uma coincidência significativa entre as duas observações, ainda que possuindo um diferença de sinal na região da Camada Limite Planetária (CLP), devido a sua falta de homogeneidade. A análise de 11 casos com condições atmosféricas estáveis e céu sem a presença de nuvens mostra uma diferença percentual média do perfil de retroespalhamento atenuado entre os dois sistemas de $-12 \pm 28\%$, com uma diferença percentual de $-24 \pm 20\%$ na região da CLP e $-2 \pm 12\%$ na região entre 3 e 8 km de altura, demonstrando uma subestimação nos dados medidos pelo CALIOP.

Mielonen *et al.* (2009) compararam a classificação do subtipo de aerossóis utilizada pelo algoritmo do CALIOP com aqueles detectados pelos dados da rede de fotômetros solar da AERONET. Foram utilizados os dados de nível 2 do CALIPSO entre o período de 2006 até 2008, sendo analisados 277 casos de medidas coincidentes que mostram haver uma concordância de cerca de 70% na classificação dos subtipos de aerossóis detectados pelos dois sistemas, essa concordância foi mais eficiente para aerossóis de moda grossa e do tipo poeira+poluição.

Em 2010 também foram publicados alguns trabalhos de validação dos dados do CALIOP. McPherson *et al.* (2009) realizaram análises comparativas para um único dia de medida, em 4 de Agosto de 2010, utilizando dados do satélite CALIPSO, da rede AERONET e de um sistema Lidar HSRL a bordo do avião *B-200 King* da NASA, voando a uma altitude de aproximadamente 9 km, realizando medidas dessa altitude até a superfície. Foram comparados os valores de razão lidar obtidos por esses três sistemas utilizando um modelo denominado CRAM (Constrained Ratios Aerosol Model-Fit), que obtém os melhores valores de RL utilizando dados do CALIOP e do sistema HSRL, sendo então comparados com os valores de RL recuperados pela AERONET. Os resultados de comparações entre os dados dos três instrumentos mostram uma excelente conformidade, indicando também a eficácia desse modelo para recuperação de importantes parâmetros ópticos da atmosfera.

Burton *et al.* (2010) realizaram um trabalho multi-instrumental utilizando dados de sistema Lidar HSRL a bordo do avião *B-200 King* e dos sistemas, CALIOP (CALIPSO), MODIS (a bordo dos Satélites Aqua e Terra) e do MISR (a bordo do Terra). Nesse trabalho foram recuperados os perfis de extinção do sistema HSRL e do CALIOP utilizando a solução de Fernald [Fernald (1984)] para os dados medidos por esses dois sistemas, na qual, ao invés de realizar alguma suposição inicial dos valores de RL por meio de inferências a cerca do

tipo de aerossol medido, a RL foi obtida ajustando valores de espessura óptica integrada na coluna atmosférica medidas pelo MODIS, tanto do satélite TERRA quanto do AQUA. Os valores de perfil de extinção recuperados dos dados do CALIOP utilizando como vínculo os valores de espessura óptica medidos pelo MODIS, quando comparados com aqueles medidos pelo sistema HSRL voando na mesma trajetória do Satélite CALIPSO apresentam um coeficiente de correlação de 0,80 e 0,865 para aerossóis medidos sobre a superfície terrestre e do mar, respectivamente. De maneira geral, os dados de extinção recuperados do sistema CALIOP utilizando valores de espessura óptica do MODIS apresentaram uma concordância significativa com aqueles medidos pelo sistema HSRL, contudo, em alguns casos a recuperação da extinção não apresentou resultados consistentes devido à fraca correlação entre os valores de espessura óptica do MODIS e aqueles obtidos pelo sistema HSRL. Esse trabalho apresentou ainda um estudo de caso no qual são comparados os perfis de extinção medidos pelo sistema HSRL e CALIOP, utilizando como vínculo os valores de espessura óptica obtidos pelo MODIS para um caso de detecção de poeira desértica do Saara. O valor inicial de RL utilizados pelo CALIOP para obtenção do perfil de extinção foi de 40 sr. Já o valor de RL medido pelo sistema HSRL foi de 49,9 sr entre 1,5 e 3 km de altitude. O valor médio do perfil recuperado por meio de análises dos sistemas CALIOP/MODIS e HSRL/MODIS foi de 42 sr, que é um valor bem próximo ao da média dos valores iniciais de RL utilizado por ambos sistemas (CALIOP e HSRL). Esse resultado mostra que a suposição de um valor de RL inicial apresenta uma certa limitação uma vez que as propriedades ópticas dos aerossóis podem variar consideravelmente dependendo do cenário atmosférico. Essa deficiência pode ser sanada ou amenizada pela técnica de recuperação vinculada à valores de certas propriedades ópticas da atmosfera medida por outros instrumentos.

Voltando ao contexto do processo de validação dos dados do CALIPSO pelos sistemas Lidar da rede EARLINET, Pappalardo *et al.* (2010) descreveram um estudo da correlação e validação, levando em consideração a variação dos aerossóis em escala temporal e espacial, entre dados de medidas do CALIOP e da rede EARLINET. Inicialmente foi verificada a qualidade dos dados de nível 1-versão 2 do CALIOP como o objetivo de distinguir eventuais discrepâncias no seu sinal medido. Foram realizadas medidas de coincidência entre os diversos sistemas Lidar da EARLINET, instalados em superfície, com as passagens do CALIPSO para intervalos de distâncias horizontais entre ambos de até 100 km. Essas medidas foram realizadas durante o período noturno, evitando assim possíveis discrepâncias nos

sinais devido ao ruído solar, e tornando possível a utilização dos canais Raman dos sistemas em superfície, o que possibilitou a recuperação do perfil de extinção e, conseqüentemente, dos valores de RL sem nenhuma suposição a priori [Ansmann *et al.* (1990)]. Os dados de nível 1 do CALIOP apresentaram uma concordância significativa com os dados medidos pela EARLINET para 46 casos analisados, apresentando uma diferença percentual média de $4,6 \pm 50\%$. Comparando os perfis de retroespalhamento são obtidas uma boa concordância entre os sistemas, contudo, para regiões de altitude abaixo de 2 km essa concordância diminui, devido a alta variabilidade dos aerossóis na região da camada limite planetária. Esse trabalho apresenta também dois casos de detecção de um episódio de transporte de poeira desértica do Saara para a Europa. Em um dos episódios tanto os sistemas em superfície quanto o satélite detectaram uma densa camada poeira desértica. Essa camada foi classificada de maneira correta pelo algoritmo de classificação do CALIOP, apresentando um valor de razão lidar fixo de 46 sr, sendo o mesmo valor médio, $(46 \pm 11 sr)$, obtido pelos sistemas Lidar da EARLINET. No segundo episódio analisado, o algoritmo do CALIOP classificou erroneamente uma densa camada detectada como nuvem, contudo, a mesma camada também detectada por mais de um sistema Lidar da EARLINET classifica-a como camada de poeira desértica. Enquanto os sistemas da EARLINET obtiveram um valor de RL de $56 \pm 7 sr$, o CALIOP utilizou o valor de 40 sr proposto por seu modelo, realizando assim uma má classificação dessa camada. Esse trabalho verificou ainda a correlação entre os dados de medidas do CALIOP com os dados medidos pela EARLINET variando a escala de distância horizontal, assim como a escala temporal. Para distâncias de até 100 km houve uma correlação de 0,90 e de 0,76 utilizando um intervalo temporal de $\Delta t \leq 30 min$ e $60 min \leq \Delta t \leq 30 min$, respectivamente. Para análises em intervalos temporais fixos de 10 min obteve-se uma correlação de 0,90 para intervalos espaciais de $\Delta D \leq 100 km$ e 0,76 para intervalos de $100 km \leq \Delta D \leq 200 km$. Contudo, é ressaltado nas análises que para ambos os casos, de variação temporal e espacial, não houve uma concordância muito significativa para regiões de altitude abaixo de 2 km, possivelmente devido a falta de homogeneidade dos aerossóis na camada limite, altamente influenciada pelo relevo de certas regiões da Europa.

Dentre os três últimos trabalhos de validação publicados, Kittaka *et al.* (2011) realizaram um estudo comparativo dos valores de AOD para o comprimento de onda de 532 nm, recuperados dos dados de versão 2 do sistema CALIOP a bordo do satélite CALIPSO, com os valores de AOD em 550 nm medidos pelo sistema MODIS a bordo do satélite AQUA. Foram

utilizados dados de medidas coincidentes entre esses dois sistemas num intervalo temporal de dois minutos, uma vez que essa é a distância temporal que separa a órbita dos dois sistemas. Para medidas em condições livre de nuvens sobre as regiões oceânicas obteve-se uma diferença percentual entre os valores médios de AOD de -14,58% (para dados do CALIOP subestimados), e para regiões terrestres o valor de -19,05%. Essa subestimação dos dados do CALIOP é atribuída a uma possível contaminação dos dados de aerossóis por sinal de nuvens.

Kacenenbogen *et al.* (2011) desenvolveram um estudo de caso com um único dia de medida realizado em 2007 utilizando diversos instrumentos tais como o sistema Lidar HSRL a bordo do avião *B-200 King* voando na mesma trajetória do satélite CALIPSO, dados do fotômetro solar da rede AERONET, dados do MODIS (AQUA) e do sistema POLDER a bordo do satélite PARASOL. Foram comparados dados de AOD recuperados por esses sistemas com aqueles medidos pelo sistema CALIOP. Esse trabalho apresentou valores de AOD de 0,67 medido pelo MODIS, de 0,58 medido pelo POLDER; de 0,52 medido pelo sistema HSRL; e valores entre 0,48 e 0,73 medidos pela rede AERONET; e para o CALIOP obteve-se valores de 0,32. Essa grande subestimação nos valores fornecidos por dados do nível 2 do CALIOP foi atribuída a uma possível contaminação por nuvens e a classificação errônea de camadas de aerossóis na atmosfera. Ou ainda, por uma possível não detecção ou identificação de fracas camadas de aerossóis devido à uma baixa relação sinal-ruído do sistema. Foi também levantada a possibilidade de uma errônea suposição nos valores de razão lidar inicial utilizada pelo algoritmo de recuperação de dados do CALIOP, bem como, problemas no processo de calibração do sinal do satélite durante o período diurno.

Por outro lado, Rogers *et al.* (2011) apresentaram um estudo de avaliação dos perfis de retroespalhamento total atenuado do satélite CALIPSO utilizando perfis semelhantes de retroespalhamento medidos pelo sistema HSRL a bordo do avião *B-200 King*, voando a uma altitude de 9 km na mesma trajetória do CALIOP, e realizando medidas dessa altitude até a superfície. Foram utilizados um total de 86 vôos coincidentes, tanto noturnos quanto diurnos, em diversas regiões da América do Norte. A comparação dos dados de versão 3 com aqueles medidos pelo sistema HSRL mostra uma diferença percentual de $(-2,7 \pm 2,1)\%$ para dados de medidas noturnas e $(-2,9 \pm 3,9)\%$ (para dados do CALIOP subestimados) para medidas diurnas, mesmo na região da CLP, onde ocorre a maior variação de aerossóis. Demonstrando assim uma acurácia no funcionamento do algoritmo de recuperação de dados

do sistema CALIOP.

Com essa visão geral dos trabalhos de validação realizados é possível notar que os diversos estudos de validação dos dados do satélite CALIPSO foram realizados no hemisfério Norte, permitindo assim, oportunidades de validações apenas em escala regional. Alguns trabalhos foram realizados na Europa, um trabalho na Ásia e a maior quantidade na América do Norte, dificultando o processo de validação em escala global [Kittaka *et al.* (2011)]. Sendo assim, existe um grande interesse em realizar-se um processo de validação do CALIPSO na região da América do Sul, mais especificamente no território brasileiro, uma vez que essa localidade apresenta desafios e oportunidades. Validar os dados do CALIPSO nessa região representa um grande desafio pois, comparativamente, existem poucos instrumentos instalados em superfícies que possibilitem a análise correlativa com o satélite, além disso, essa região apresenta problemas no que concerne a calibração do sinal de retroespalhamento detectado pelo CALIOP devido a interferência de sinais de ruídos excessivos nas fotomultiplicadoras influenciado pela alta radiação da Anomalia do Atlântico Sul (SAA, do inglês *South Atlantic Anomaly*) [Thomason *et al.* (2007), Hunt *et al.* (2009)].

Um objeto de estudo particularmente interessante é a validação dos valores iniciais de Razão Lidar utilizados pelo algoritmo de recuperação do perfil de extinção do CALIOP, grandeza que apresenta a maior incerteza dentre os valores fornecidos nos produtos do satélite, podendo chegar até a 30% [Winker *et al.* (2009), Young e Vaughan (2009)]. Os dados de nível 2 do CALIOP são produzidos utilizando um modelo de aerossóis globais para valores de RL que deve se encaixar em todas as regiões da atmosfera [Omar *et al.* (2009)]. Por exemplo, para aerossóis de queima de biomassa, comuns em uma determinada época do ano nas regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil [Freitas *et al.* (2005), Landulfo *et al.* (2009)], os valores de RL utilizados pelo modelos do CALIOP são de 70 e 40 sr para os comprimentos de onda de 532 e 1064 nm, respectivamente. Esses valores de RL para aerossóis de queima de biomassa são utilizados para classificação dessas partículas tanto no Brasil, quanto na África ou em qualquer outro local do globo. Assim, cabem os questionamentos de quão válido é esse modelo global que determina os tipos de aerossóis, qual o grau de acurácia nos valores iniciais de razão lidar e quanto esse modelo pode caracterizar de maneira regional os diferentes tipos de aerossóis. Dessa forma, o processo de validação proposto nesse trabalho dará oportunidade para que os novos estudos de propriedades físicas da atmosfera que forem realizados utilizando os dados do CALIPSO, principalmente no território brasileiro,

levem em consideração as suas incertezas associadas. É esperado também que esse trabalho possa contribuir de alguma maneira para futuras modificações ou melhorias no processo de recuperação dos dados desse satélite.

Essa tese está dividida da seguinte forma, o Capítulo 2 apresenta os objetivos do trabalho, o Capítulo 3 apresenta os conceitos teóricos aplicados a esse trabalho, o Capítulo 4 descreve os instrumentos de medidas utilizados, o Capítulo 5 apresenta o funcionamento e funcionalidade dos algoritmos de análise desenvolvidos ao longo desse trabalho. O Capítulo 6 descreve a metodologia criada para a execução da validação dos dados do satélite CALIPSO e o Capítulo 7 apresenta e discute os resultados obtidos no processo de validação. Por final é feita uma conclusão a cerca dos resultados e sugerido temas para futuras pesquisas e continuidade desse trabalho de doutorado.

Capítulo 2

Objetivos

Esse trabalho tem como objetivo contribuir para o estudo de validação dos dados do Satélite CALIPSO, sobretudo aqueles medidos na região da América do Sul, utilizando dados do fotômetro solar da rede AERONET e dados do sistema de retroespalhamento Lidar do IPEN. Esse estudo de validação baseia-se na determinação de valores de razão lidar utilizando dados medidos pelo CALIPSO e dados da rede AERONET, realizando assim a comparação desses valores de RL com aqueles previamente utilizados pelo conjunto de algoritmos do CALIPSO. Os valores iniciais de RL utilizados pelo CALIPSO serão ainda comparados com aqueles obtidos por meio de medidas coincidentes com o sistema de retroespalhamento MSP-Lidar instalado no IPEN.

Serão analisados dados de AOD fornecidos pelo fotômetro solar da rede AERONET de 5 localidades do território brasileiro, dentre elas, Rio Branco (RB) (Lat: 9°57'25" S Long: 67° 52'08" O), Alta Floresta (AF) (Lat: 9°52'15" S Long: 56° 06'14" O), Cuiabá (CB) (Lat: 15°43'44" S Long: 56° 01'15" O), Campo Grande (CG) (Lat: 20°26'16" S Long: 54° 32'16" O) e São Paulo (SP) (Lat: 23°33'39" S Long: 46° 44'06" O). Esses valores de AOD, juntamente com dados medidos pelo CALIOP, serão utilizados como vínculo na obtenção dos melhores valores de RL, que por sua vez serão comparados com aqueles valores utilizados a priori pelos algoritmos de recuperação do sistema CALIOP. Ainda, para a localidade de SP serão utilizados também os valores de RL obtidos por meio das medidas com o sistema de retroespalhamento Lidar (MSP-Lidar), instalado no Centro de Lasers e Aplicações do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares - IPEN (Lat: 23°33'38" S Long: 46° 44'23" O), para posterior comparação com os valores de RL do CALIOP.

Como objetivos específicos desse trabalho pode-se destacar:

- Desenvolvimento de uma metodologia de validação dos dados do sistema CALIOP a bordo do satélite CALIPSO
- Desenvolvimento de um algoritmo para:
 - a determinação das passagens do CALIPSO por cada uma das localidades escolhidas, RB, AF, CB, CG e SP.
 - a determinação dos dias de medidas coincidentes entre o sistema CALIOP e os sistemas da AERONET e o MSP-Lidar
 - a seleção dos dias de medidas coincidentes com condições livre de nuvens
- Determinação das trajetórias de massas de ar para os dias livres de nuvens entre os locais de medidas escolhidos e as trajetórias do satélite CALIPSO
- Desenvolvimento e aplicação de um modelo para o cálculo dos valores apropriados de RL a serem utilizados pelos algoritmos do CALIOP
- Comparação dos valores de RL obtidos pelo modelo desenvolvido com aqueles utilizados a priori pelo sistema CALIOP
- Comparação dos valores de RL obtidos pelo sistema MSP-Lidar com aqueles utilizados a priori pelo sistema CALIOP

Capítulo 3

Conceitos Teóricos

O conceito básico para o estudo da atmosfera utilizando o sensoriamento remoto é o da interação da radiação eletromagnética com os componentes atmosféricos, que compreendem processos como os de espalhamento e absorção da luz. Existem diversos textos na literatura que abordam de maneira profunda e detalhada a teoria de espalhamento [Van de Hulst (1957), Bohren e Huffman (1983), Mishchenko *et al.* (2002)], contudo, dentro do propósito deste trabalho, os tópicos abordados nesse capítulo serão suficientes para as aplicações de Lidar e outras técnicas.

3.1 Espalhamento e extinção da luz

3.1.1 Extinção e transmissão da luz em um meio

Do ponto de vista mais amplo, quando um feixe de luz incide em um meio, como por exemplo a atmosfera, ocorre o espalhamento em todas as direções, variando em intensidade que depende do ângulo de incidência da luz e das características físicas dos espalhadores presente no meio, contudo, a luz não sofre apenas espalhamento, existe ainda os efeitos de absorção. Tanto os processos de espalhamento quanto os de absorção removem energia de um feixe de luz que se propaga por um meio, causando a atenuação desse feixe, também conhecida como extinção.

Para exemplificar esse processo de espalhamento e absorção imagine um feixe de luz paralelo e espectralmente bem definido com intensidade de radiação $I_o(\lambda)$, definida como

energia por unidade de área, por unidade de tempo, por unidade de ângulo sólido, por unidade de comprimento de onda ($Jm^{-2}s^{-1}sr^{-1}\mu m^{-1}$), viajando por um meio de espessura z_1 , como na figura 3.1a). Esse feixe sofrerá atenuação em sua intensidade devido à processos de espalhamento e absorção ao longo do seu caminho óptico e passará a ter uma intensidade $I(\lambda) < I_0(\lambda)$ ao atravessar todo o meio por completo.

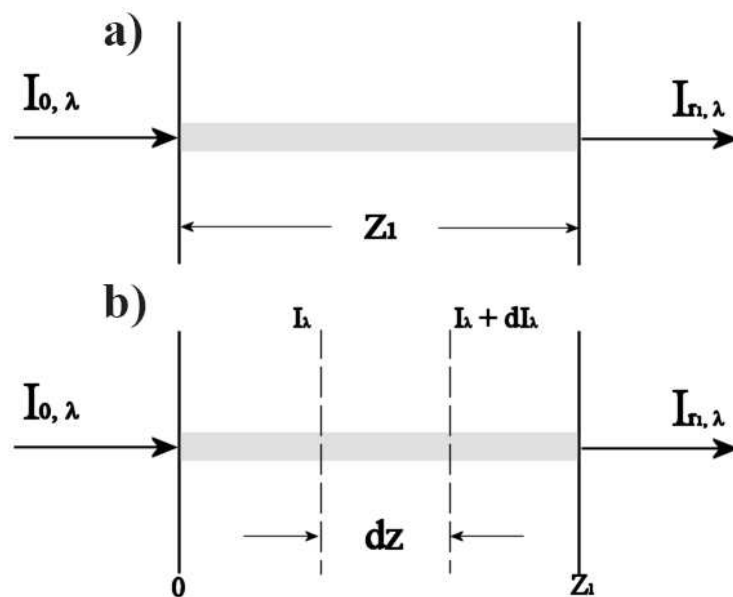


Figura 3.1: Diagrama da propagação de um feixe de luz em um meio de espessura S_1 .

Suponha agora que esse meio seja dividido em pequenas partes com espessura diferencial dz , como ilustrado na figura 3.1b). A intensidade de radiação na direção de propagação após atravessar uma camada dz , $I(\lambda) + dI(\lambda)$, pode ser escrita como

$$dI(\lambda, z) = -\kappa(\lambda) \rho I(\lambda, z) dz \tag{3.1.1}$$

na qual ρ é a densidade do meio e $\kappa(\lambda)$ é a seção de choque de extinção por unidade de massa. Seção de choque é definida como a quantidade de energia removida do feixe original por partículas [Liou (2002)].

Integrando a equação 3.1.1 em todo o caminho óptico, ou seja, nos limites de integração de 0 até z_1 , obtém-se a intensidade do feixe ao emergir do meio dada pela seguinte equação

$$I(\lambda, z_1) = I_0(\lambda) \exp \left[- \int_0^{z_1} \kappa(\lambda) \rho dz \right] \quad (3.1.2)$$

sendo $I_{0,\lambda}$ a intensidade de radiação do feixe ao entrar no meio. A expressão 3.1.2 é conhecida como Lei de Beer-Bouguer-Lambert, e descreve o decréscimo da intensidade de radiação ao atravessar um meio homogêneo [Seinfeld e Pandis (1998), Liou (2002)]. A partir dessa expressão defini-se a transmitância ou transmissividade do meio, que é a capacidade do meio de transmitir radiação, dada por

$$T = \frac{I(\lambda)}{I(\lambda, 0)} \quad (3.1.3)$$

Os valores de transmitância variam de 0 a 1. Para meios em que nenhuma radiação emergente é detectada a transmitância é igual a zero, quando a radiação emergente é igual aquela que entrou no meio, ou seja, não houve ocorrência espalhamento ou absorção, a transmitância é igual a 1.

Da equação 3.1.2 define-se ainda uma outra grandeza, a profundidade óptica do meio¹, dada por ,

$$\tau(\lambda) = - \int_{z_1}^{z_2} \kappa(\lambda) \rho dz = - \int_{z_1}^{z_2} \alpha(\lambda) dz \quad (3.1.4)$$

O termo $\alpha(\lambda)$ na integral, é conhecido como coeficiente de extinção, que representa a medida da atenuação do feixe de radiação ao atravessar um meio material, e possui unidade de m^{-1} no SI. De maneira geral, a atenuação de um feixe de luz em um meio material pode ocorrer devido à processos de espalhamento ou absorção em razão da presença de aerossóis, gotas de água, poeira, etc; assim como em decorrência da interação com moléculas de gases da atmosfera como ozônio, nitrogênio ou vapor d'água.

¹Em muitos textos na área de estudo de aerossóis o termo $\tau(\lambda)$ é referido apenas como AOD, proveniente da abreviatura do nome em inglês *Aerosol Optical Depth*

3.1.2 Espalhamento elástico da luz

Quando uma partícula encontra-se no caminho de propagação de uma onda eletromagnética com comprimento de onda λ , essa partícula absorve energia da onda incidente e reirradia uma fração dessa energia em um ângulo sólido total centrado na partícula, nesse caso, uma partícula ou até mesmo uma molécula age como uma fonte puntiforme de reemissão de energia [Liou (2002)]. Além disso, para que ocorra espalhamento é necessário que o índice de refração da partícula seja diferente do índice de refração do meio. Dentre os processos de espalhamento pode-se ter o espalhamento elástico, quando o comprimento de onda reirradiado pela partícula é igual ao comprimento de onda incidente; e o inelástico, quando o comprimento de onda reemitido é diferente daquele incidente [Measures (1984)]. No contexto desse trabalho iremos nos concentrar apenas nos processos de espalhamento elástico.

Na atmosfera as partículas responsáveis pelo espalhamento podem variar em tamanho desde moléculas de gases ($\approx 10^{-4} \mu m$) até aerossóis ($\approx 1 \mu m$), gotas de água ($\approx 10 \mu m$), cristais de gelo ($\approx 100 \mu m$) e ainda grandes gotas de água e partículas de granizo ($\approx 1 cm$) [Liou (2002)]. Existem três parâmetros que exercem grande influência no espalhamento e absorção da luz por uma partícula, o comprimento de onda da radiação eletromagnética incidente, o tamanho da partícula e o seu índice de refração. Os primeiros dois termos citados estão relacionados e podem ser expressos pela grandeza adimensional denominada parâmetro de tamanho, dado por

$$a = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (3.1.5)$$

na qual r é o raio da partícula e λ o comprimento de onda da radiação incidente .

Já o terceiro termo, o índice de refração da partícula, é uma grandeza complexa

$$n = m_{\mathbb{R}} + i m_{\mathbb{I}} \quad (3.1.6)$$

na qual a parte real, $m_{\mathbb{R}}$, representa os componentes responsáveis pelo espalhamento e a

parte imaginária, m_{\parallel} , é responsável pelos processos de absorção da radiação eletromagnética [Seinfeld e Pandis (1998)].

Além disso, o espalhamento não se dá em uma direção aleatória, a distribuição de orientação da radiação espalhada depende do comprimento de onda da radiação incidente, e de algumas características da partícula espalhadora, como por exemplo, o parâmetro de tamanho a . Pequenas partículas tendem a espalhar a luz de maneira igual nas direções frontal e traseira, conforme o tamanho da partícula aumenta o espalhamento passa a se concentrar mais na direção frontal, aumentando também a complexidade do seu padrão, como mostra a figura 3.2.

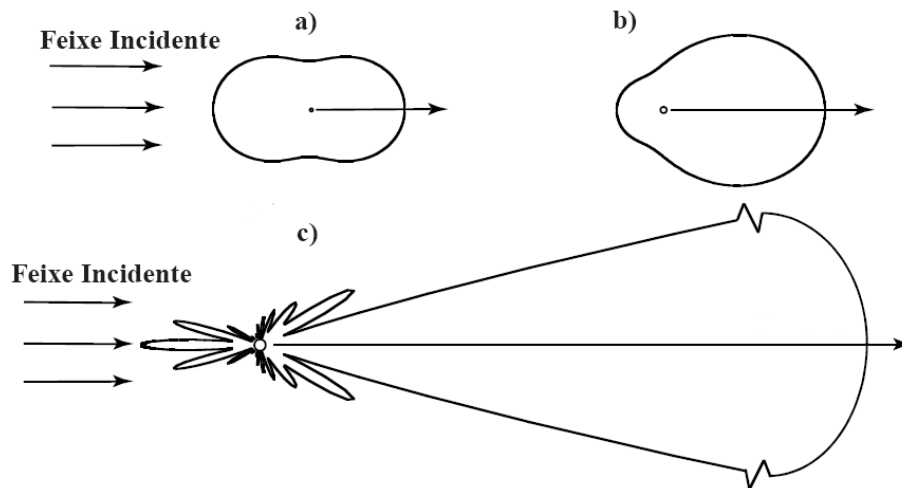


Figura 3.2: Padrão de espalhamento da radiação eletromagnética na região do visível, 500 nm, por partículas esféricas com três tamanhos diferentes: **a)** $10^{-4} \mu\text{m}$, **b)** $0,1 \mu\text{m}$, e **c)** $1 \mu\text{m}$. Figura adaptado do livro Liou (2002).

Essa distribuição angular de espalhamento da radiação pode ser descrita matematicamente pela chamada função de fase, termo adimensional que depende da direção de incidência da radiação e do ângulo de espalhamento, Θ , que é o ângulo entre as direções de incidência e de espalhamento, como mostra a figura 3.3

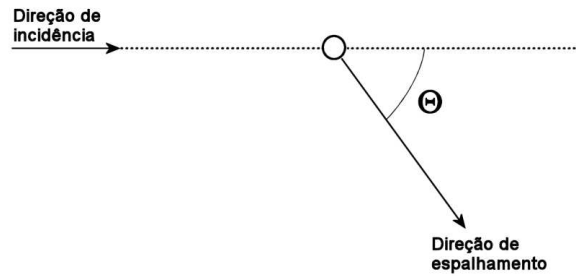


Figura 3.3: Ângulo de espalhamento para a função de fase.

A função de fase normalizada [Bohren e Huffman (1983), Liou (2002)] é dada por

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} P(\Theta) \sin \Theta \, d\Theta \, d\varphi = 1 \quad (3.1.7)$$

tendo como resultado

$$P(\Theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \Theta) \quad (3.1.8)$$

Levando em consideração o parâmetro de tamanho da partícula, dado pela equação 3.1.5, pode-se dizer que tipo de espalhamento elástico é predominante. Quando o espalhamento é realizado por espalhadores com diâmetro muito menor que o comprimento de onda da radiação incidente, $a \ll 1$, é denominado espalhamento Rayleigh. Para espalhadores com diâmetros da ordem do comprimento de onda da radiação incidente, $x \geq 1$, o espalhamento é denominado espalhamento Mie [Mie (1908)].

3.1.3 Espalhamento Rayleigh

Como visto no fim da seção anterior, o espalhamento Rayleigh se dá por meio de partículas ou moléculas muito menores que o comprimento de onda da radiação incidente, assim, pode-se escrever a intensidade de espalhamento para a radiação não polarizada e dependente da função de fase como

$$I = \frac{I_0}{r^2} \zeta^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2 \Theta}{2} = \frac{I_0}{r^2} \zeta^2 \frac{32\pi^4}{3\lambda^4} P(\Theta) \quad (3.1.9)$$

A partir dessa equação nota-se que a intensidade de espalhamento Rayleigh depende da polarizabilidade, ζ , termo que caracteriza a resposta de uma molécula ou átomo quanto a polarização da sua nuvem de elétrons quando aplicado um campo elétrico externo [Jackson (1998)], do ângulo de espalhamento Θ , e é inversamente proporcional ao inverso do quadrado da distância entre a molécula e o ponto do observador e à quarta potência do comprimento de onda.

Integrando o fluxo de densidade de espalhamento, dado pelo produto da intensidade pelo ângulo sólido $\Delta\Omega$, sobre uma esfera de raio r , tem-se a potência espalhada:

$$f = \int_{\Omega} (I \Delta\Omega) r^2 d\Omega = F_0 \zeta^2 \frac{128 \pi^5}{3 \lambda^4} \quad (3.1.10)$$

sendo F_0 a densidade de fluxo incidente. A partir da equação 3.1.10 e da polarizabilidade ζ escrita em função da parte real do índice de refração, dada por,

$$\zeta = \frac{3}{4\pi N_o} \left(\frac{m_{\mathbb{R}}^2 - 1}{m_{\mathbb{R}}^2 + 2} \right) \quad (3.1.11)$$

sendo a seção de choque definida como a quantidade de energia removida do feixe incidente, tem-se a seção de choque de espalhamento Rayleigh (em unidade de área) como

$$\sigma_{R,esp}(\lambda) = \frac{f}{F_0} = \frac{24\pi^3}{\lambda^4 N_o^2} \left(\frac{m_{\mathbb{R}}^2 - 1}{m_{\mathbb{R}}^2 + 2} \right)^2 \quad (3.1.12)$$

sendo, $m_{\mathbb{R}}$ a parte real do índice de refração e N_o a densidade molecular (número de moléculas por unidade de volume) em condições de temperatura e pressão padrão, $T = 288,15 \text{ K}$

e $P = 101,32 \text{ kPa}$, respectivamente. Pode-se ainda obter a profundidade óptica molecular Rayleigh da atmosfera em termos da seção de choque de espalhamento Rayleigh

$$\tau_R(\lambda) = \sigma_{R,esp}(\lambda) \int_{z_1}^{z_t} N(z) dz = \frac{24\pi^3}{\lambda^4 N_o^2} \frac{(m_r^2 - 1)^2}{(m_r^2 + 2)^2} \int_{z_1}^{z_t} N(z) dz \quad (3.1.13)$$

em que z_1 é uma altura arbitrária e z_t a altura no topo da atmosfera e $N(z)$ a densidade molecular em função da altitude.

O coeficiente de espalhamento Rayleigh pode ser escrito como

$$\beta_R(\lambda) = \sigma_{R,esp}(\lambda) N = \frac{24\pi^3 N}{\lambda^4 N_o^2} \frac{(m_r^2 - 1)^2}{(m_r^2 + 2)^2} \quad (3.1.14)$$

na qual N é a densidade de moléculas na atmosfera.

O ponto mais importante a ser ressaltado a respeito do processo de espalhamento Rayleigh é que, conforme a equação 3.1.13 ou 3.1.14, fica evidente a dependência espectral nos processos de espalhamento molecular, isso é, o espalhamento é proporcional à λ^{-4} . Essa proporcionalidade demonstra que os gases presentes na atmosfera espalham muito mais na região espectral de menores valores de comprimentos de onda. Espalhando de maneira mais eficiente no ultravioleta (em torno de 300 nm) quando comparado à região do infravermelho próximo (em torno de 700 a 1400 nm), isso explica porque o céu, composto com cerca de 75% de moléculas de Nitrogênio, é azul. Além disso, a equação 3.1.8 mostra que a função de fase para o espalhamento molecular é simétrica, resultando em uma intensidade de espalhamento igual tanto na direção 0° quando na direção 180° . Do ponto de vista desse trabalho, no que diz respeito ao espalhamento molecular, serão utilizados esses conceitos para correções do sinal de espalhamento devido à moléculas na atmosfera com o objetivo de separar o sinal de espalhamento puramente molecular do sinal de espalhamento devido aos aerossóis.

3.1.4 Espalhamento Mie

Conforme o tamanho da partícula aumenta e se aproxima da ordem de grandeza do comprimento de onda da radiação incidente a natureza do espalhamento se altera. Diferente do processo de espalhamento Rayleigh, no qual são utilizados modelos de dipolo elétrico para desenvolver suas equações, na teoria Mie a fase do campo elétrico da radiação incidente muda significativamente conforme o tamanho da partícula, ocorrendo efeitos de interferência construtivas e destrutivas. Dessa forma, é necessário o uso de um modelo de expansão em multipólos para descrever o campo elétrico [Whiteman (2006)]. Entretanto, não é o foco desse trabalho apresentar tais deduções. O importante nesse contexto é ter em mente que os parâmetros das partículas necessários para descrever sua interação com a radiação eletromagnética incidente são:

- a) o índice de refração complexo da partícula, dado pela da equação 3.1.6, lembrando que se o termo imaginário for diferente de zero ocorrerá absorção;
- b) o tamanho da partícula, representado pelo parâmetro de tamanho (equação 3.1.5);
- c) além da forma da partícula, nesse caso considerada esférica.

Levando em consideração todas essas dependências, os coeficientes de espalhamento β_{mie} e extinção α_{mie} para o caso mais simples de espalhamento monodisperso, no qual as partículas do meio possuem o mesmo tamanho e índice de refração, podem ser escritos como

$$\beta_{mie} = \sigma_{mie,esp} N_p \quad (3.1.15a)$$

$$\alpha_{mie} = \sigma_{mie,ext} N_p \quad (3.1.15b)$$

sendo N_p é a densidade de partículas, $\sigma_{mie,esp}$ e $\sigma_{mie,ext}$ as seções de choque de espalhamento e extinção, respectivamente. Para a atmosfera real, contendo uma distribuição de partículas de diferentes composições e tamanhos, a densidade de partículas pode ser escrita por

$$N_p = \int_{r_1}^{r_2} \mathbb{N}(r) dr \quad (3.1.16)$$

na qual r_1 e r_2 são os limites mínimo e máximo de tamanho das partículas e \mathbb{N} é o número de partículas com raio r . As seções de choque de espalhamento e extinção Mie, por sua vez, dependem do fator de eficiência de espalhamento e extinção, tal que

$$\sigma_{(mie,esp)} = \pi r^2 Q_{esp}[a, n] \quad (3.1.17a)$$

$$\sigma_{(mie,ext)} = \pi r^2 Q_{ext}[a, n] \quad (3.1.17b)$$

Esses fatores de eficiência de espalhamento e extinção, $Q_{esp}[a, n]$ e $Q_{ext}[a, n]$, respectivamente, são dados por

$$Q_{esp}(a, n) = \frac{2}{a^2} \sum_{i=1}^{\infty} (2i+1) [|b_i(a, n)|^2 + |c_i(a, n)|^2] \quad (3.1.18a)$$

$$Q_{ext}(a, n) = \frac{2}{a^2} \sum_{i=1}^{\infty} (2i+1) \text{Re}[b_i(a, n) + c_i(a, n)] \quad (3.1.18b)$$

e são escritos em função de coeficientes b_i e c_i , que dependem do parâmetro de tamanho a e do índice de refração n da partícula. Conforme os valores do parâmetro a aumentam, a eficiência de espalhamento tende a um valor 2 devido à processos de difração da luz [Bohren e Huffman (1983), Salby (1996), Liou (2002), Mishchenko *et al.* (2002)], conforme apresentado na figura 3.4, ilustrando a diminuição da dependência espectral. O padrão de máximos e mínimos apresentados pela curva de eficiência de espalhamento em função do parâmetro de tamanho ocorre devido aos processos de interferência da luz difratada e transmitida pela esfera. O valor da eficiência de espalhamento tende a um valor 2 pois a luz removida do feixe de luz incidente é composta por um termo devido aos processos de difração, que ocorrem quando a luz passa pela partícula, somado à luz espalhada por processos de reflexão e refração que ocorrem em seu interior, isso significa que, grandes partículas (alto valores do parâmetro de tamanho a) removem do feixe de radiação incidente o dobro da quantidade de luz que elas podem interceptar [Liou (2002)].

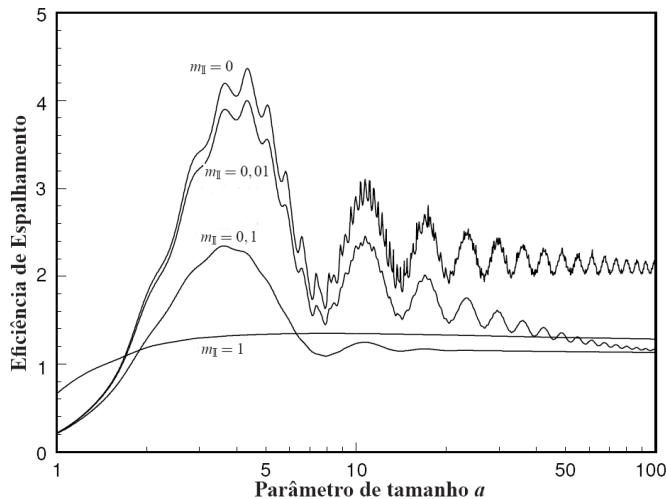


Figura 3.4: Fator de eficiência de espalhamento em função do parâmetro de tamanho a para a parte real do índice de refração, $m_{\mathbb{R}} = 1,5$, e para quatro valores diferentes da parte imaginária $m_{\mathbb{I}}$. Figura adaptada de Wallace e Hoobs (2006).

Utilizando as expressões de 3.1.15a) até 3.1.18b) os coeficientes de espalhamento e extinção para partículas se tornam,

$$\beta_{mie}(\lambda) = \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 \frac{2}{a^2} \sum_{i=1}^{\infty} (2i+1) [|b_i(a,n)|^2 + |c_i(a,n)|^2] \mathbb{N}(r) dr \quad (3.1.19a)$$

$$\alpha_{mie}(\lambda) = \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 \frac{2}{a^2} \sum_{i=1}^{\infty} (2i+1) \text{Re}[b_i(a,n) + c_i(a,n)] \mathbb{N}(r) dr \quad (3.1.19b)$$

Uma vez que as partículas de aerossóis podem absorver radiação, além de espalhar, dependendo do seu índice de refração, faz-se necessária a definição de um termo que represente quanto dessa radiação é extinta devido unicamente à processos de espalhamento. Esse termo é denominado albedo simples e pode escrito como a razão entre o termo de espalhamento, $\beta_{mie}(\lambda)$, pelo termo de extinção total, $\alpha_{mie,total}(\lambda)$, constituído pelos termos de espalhamento e de absorção, dado pela equação 3.1.20. Na ausência de processos de absorção, no qual só há extinção devido à processos de espalhamento, o albedo simples possui o valor 1.

$$\omega(\lambda) = \frac{\beta_{mie}(\lambda)}{\alpha_{mie,total}(\lambda)} = \frac{\beta_{mie}(\lambda)}{\alpha_{mie,esp}(\lambda) + \alpha_{mie,abs}(\lambda)} \quad (3.1.20)$$

A idéia mais importante que deve ser tirada dos conceitos da teoria de espalhamento Mie é a baixa dependência espectral e a existência de uma anisotropia na distribuição angular do espalhamento, diferente do que ocorre para os processos de espalhamento Rayleigh. Essa anisotropia resulta em uma descrição matemática extremamente complexa. A função de fase que descreve a orientação do espalhamento dependerá de Polinômios de Legendre [Liou (2002), Whiteman (2006)], ainda, quanto maior for o tamanho da partícula mais complexa será a função de fase e, conseqüentemente, sua resolução, tornando mais complexo também o padrão de espalhamento.

3.2 Sensoriamento Remoto

Sensoriamento remoto pode ser considerado como uma medida ou aquisição de informações a respeito de um meio, fenômeno ou objeto sem que haja contato físico com o mesmo [Levin (1999)]. O sensoriamento remoto compreende um campo extremamente amplo com relação à técnicas, aplicações, análises e processamentos de dados. Por questão de simplicidade e praticidade, serão apresentadas aqui apenas as técnicas pertinentes ao contexto desse trabalho.

O sensoriamento remoto utiliza-se da radiação eletromagnética que ao interagir com um meio formado de partículas ou moléculas é captada por um sensor. Após captado, esse sinal é interpretado com o intuito de obter-se informações a respeito dos constituintes desse meio. Um exemplo bem familiar de sensoriamento remoto são os olhos humanos. Quando os objetos em nosso redor são iluminados seja pela luz natural do sol ou de por uma fonte de luz artificial, parte dessa luz é refletida e captada por nosso olhos que ao serem sensibilizados mandam informações para o cérebro, que por sua vez interpreta o sinal nos dando informações a respeito do meio que nos rodeia. Contudo, a detecção do olho humano compreende um intervalo extremamente pequeno do espectro eletromagnético, chamado espectro visível [Halliday *et al.* (2007)], enquanto a técnica de sensoriamento remoto se utiliza de um intervalo bem maior, podendo compreender comprimentos de onda desde o ultravioleta (aproxi-

madamente $10^{-9} m$, passando pelo infravermelho ($10^{-4} m$) até a região de microondas (entre $1 mm$ e $1 m$). Essa técnica pode ser dividida em dois tipos básicos, o sensoriamento remoto ativo e passivo.

O sensoriamento remoto passivo utiliza-se de uma fonte de radiação natural que pode ser o sol ou até mesmo o sistema Terra-atmosfera. Por exemplo, em sistemas passivos, sensores a bordo de satélites captam a radiação solar que é espalhada após interagir com constituintes da atmosfera, como nuvens e aerossóis, como exemplificado na figura 3.5 a). Sistemas desse tipo podem obter informações de propriedades ópticas, radiativas e da composição da atmosfera. No sensoriamento remoto ativo utiliza-se uma fonte de radiação gerada de maneira artificial, como por exemplo um laser, que interage com os componentes do sistema Terra-atmosfera, parte dessa radiação é espalhada e captada pelo sensor (figura 3.5 b)), sendo possível então analisar os constituintes e a estrutura da atmosfera ou até mesmo níveis da superfície.

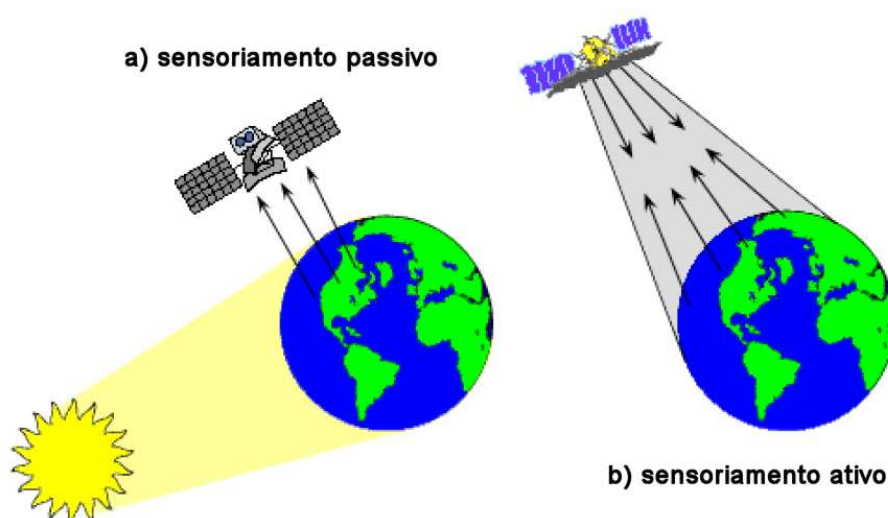


Figura 3.5: Representação da técnica de sensoriamento remoto passivo e ativo realizada por instrumentos a bordo de satélites. Figura adaptada do CCRS - *Canadian Centre for Remote Sensing* - <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/>

Nesse trabalho foram utilizados 3 instrumentos de sensoriamento remoto, o fotômetro solar da Rede AERONET [Holben *et al.* (1998)], que tem seu funcionamento baseado na técnica de sensoriamento remoto passivo, o sistema MSP-Lidar do IPEN [Landulfo *et al.* (2003)] e o satélite CALIPSO [Winker *et al.* (2007)], ambos sistemas de sensoriamento remoto ativo.

3.2.1 Sensoriamento remoto passivo - fotômetro solar

Um instrumento muito utilizado para o sensoriamento remoto em bases fixas no solo é o radiômetro solar. Esse instrumento capta a radiação emitida pelo Sol em comprimentos de onda específicos, variando desde o ultravioleta, passando pelo espectro visível até o infravermelho próximo podendo assim obter informações a respeito dos constituintes da atmosfera como aerossóis, vapor d'água, ozônio, dentre outros. A geometria do sistema formada pelo radiômetro solar é detalhada na figura 3.6. A radiação eletromagnética proveniente do Sol, em um ângulo zenital θ_o^2 , atravessa a atmosfera, que possui profundidade óptica τ (equação 3.1.4), até atingir o radiômetro, que por sua vez medirá a intensidade (ou potência) solar em comprimentos de onda específicos. Considerando a lei de Beer-Bouguer-Lambert dada pela expressão 3.1.2, a intensidade solar para um dado comprimento de onda medido na superfície terrestre pode ser escrita como

$$I_\lambda = \left(\frac{z_o}{z} \right)^2 I_{0,\lambda} \exp[-\tau_\lambda m_{\theta_o}] \quad (3.2.1)$$

sendo z e a z_o as distâncias real e média entre o Sol e a Terra [Liou (2002)], I_o é a intensidade solar no topo da atmosfera e $m_{\theta_o} = \frac{1}{\cos \theta_o}$ é o fator de massa óptica, que relaciona a profundidade óptica a espessura óptica da atmosfera [Liou (2002)].

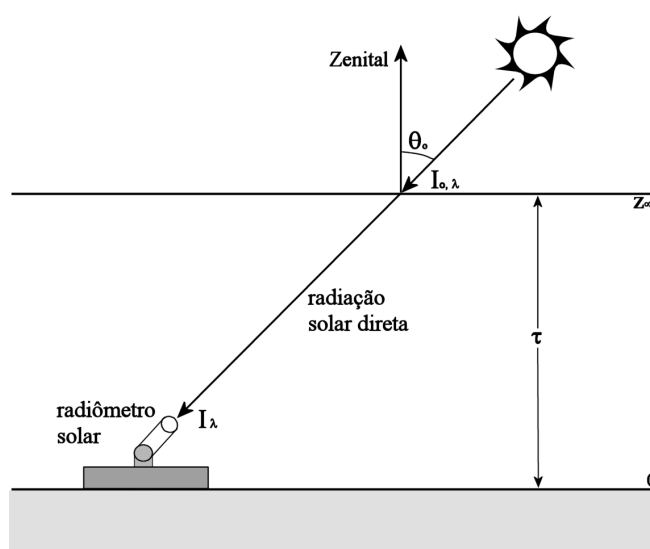


Figura 3.6: Geometria de um sistema formado por um fotômetro fixado em solo que capta a radiação solar direta.

²Zenital é a direção que aponta diretamente para cima, ortogonal à superfície.

O termo τ_λ é a profundidade óptica total composta pela soma das contribuições de aerossóis, moléculas (Rayleigh), ozônio e dióxido de nitrogênio. Da equação 3.2.1 obtém-se a profundidade óptica para os aerossóis na atmosfera medida por um fotômetro solar, tal que,

$$\tau_A(\lambda) = \frac{1}{m_{\theta_o}} \left[\ln I^*(\lambda) - \ln I(\lambda) \right] - \tau_R(\lambda) - \tau_{O_3}(\lambda) - \tau_{NO_2}(\lambda) \quad (3.2.2)$$

na qual os termos de profundidade óptica pela contribuição molecular e da camada de ozônio, $\tau_R(\lambda)$ e $\tau_{O_3}(\lambda)$, respectivamente, podem ser calculados utilizando modelos empíricos e dados atmosféricos. O termo $I^*(\lambda) = \left(\frac{r_o}{r}\right)^2 \ln I(\lambda)$ pode ser calculado utilizando o método de Langley, que é um método capaz de estimar o valor da radiância solar no topo da atmosfera [Seinfeld e Pandis (1998), Liou (2002)]. Recorrentemente nesse texto o termo de profundidade óptica dos aerossóis medidas pelo sistema de fotômetros solares da rede AERONET será denominado como simplesmente AOD.

Além de $\tau_A(\lambda)$, pode-se obter também a distribuição de tamanho dos aerossóis a partir das medidas do fotômetro solar. Sabendo que a profundidade óptica para os aerossóis em toda a coluna atmosférica pode ser escrita em termos do coeficiente de extinção dado pela equação 3.1.19b)

$$\tau_A(\lambda) = \int_0^{z_t} \alpha(\lambda) dz = \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 Q_{ext}[a, n] N(r) dr \quad (3.2.3)$$

e definindo a distribuição de tamanho de aerossóis na coluna atmosférica em termo de duas funções $f(r)$ e $h(r)$

$$N'_C(r) = \int_0^{z_t} N(r, z) dz = f(r) h(r) \quad (3.2.4)$$

pode-se escrever a espessura óptica dos aerossóis utilizando as equações 3.2.3 e 3.2.4, tal que

$$\tau_A = \int_{r_1}^{r_2} f(r) [h(r) \pi r^2 Q_{ext}[a, n]] dr \quad (3.2.5)$$

A partir dessa expressão é determinada a função $f(r)$ e conseqüentemente a distribuição de tamanho dos aerossóis utilizando um conjunto de medidas de espessura óptica em diversos comprimentos de onda diferentes e métodos de inversão, tais como o método de inversão linear direta ou inversão linear restrita, apresentados com detalhes por Dubovik e King (2000) ou por Liou (2002).

Outra grandeza que pode ser obtida por meio de medidas com o fotômetro solar é o Exponente de Ångström, $\overset{\circ}{a}$, termo que descreve a relação de dependência entre as profundidades ópticas τ_λ e os comprimentos de onda, dada pela equação 3.2.6, sendo λ_1 comprimentos de onda menores que λ_2 .

$$\overset{\circ}{a} = - \frac{\log \left[\frac{\tau(\lambda_1)}{\tau(\lambda_2)} \right]}{\log \left[\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right]} \quad (3.2.6)$$

Esses conceitos serão úteis para o entendimento do uso e análises de dados do o fotômetro solar da rede AERONET, um dos instrumentos utilizados nesse trabalho.

3.2.2 Sensoriamento remoto ativo - Técnica Lidar

Lidar é um acrônimo para *Light detection and ranging*, que pode ser traduzido de maneira livre como “detecção da luz e determinação da distância”. Existem cinco tipos básicos de técnicas Lidar centradas no tipo de processos de interação da radiação com os constituintes da atmosfera. Essas técnicas são, Lidar de retroespalhamento elástico, Lidar de retroespalhamento inelástico (Lidar Raman), Lidar de absorção diferencial (DIAL), Lidar de fluores-

cência e Lidar Doppler [Measures (1984), Argall e Siga (2004), Kovalev e Eichinger (2004), Weitkamp (2005)]. Nesse trabalho utilizou-se apenas a técnica Lidar de retroespalhamento elástico, que será discutida de maneira mais enfática. Contudo, pode-se obter informações mais detalhadas das outras técnicas consultando os materiais mencionados na referência bibliográfica.

Os sistemas Lidar mais modernos possuem uma configuração monoestática, na qual a fonte de radiação, no caso um laser, encontra-se no mesmo local do receptor, como apresentado na figura 3.7. Os sistemas monoestáticos por sua vez podem ser divididos em dois tipos, a configuração axial, na qual o feixe laser é transmitido no mesmo eixo do campo de visão do receptor, e a configuração biaxial, na qual o feixe laser é transmitido de maneira adjacente ao campo de visão do telescópio, como apresentado na figura. A segunda configuração possível é a biestática, na qual a fonte de radiação e o receptor encontram-se em locais diferentes, algumas vezes separados por alguns quilômetros de distância [Argall e Siga (2004)].

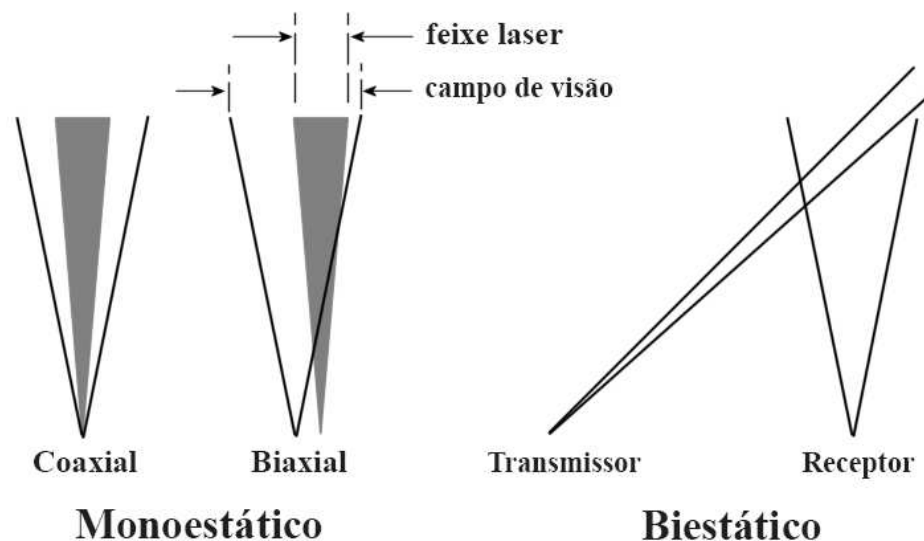


Figura 3.7: Tipos de configuração de sistemas Lidar.

A técnica Lidar baseia-se no mesmo princípio de operação do radar, entretanto utilizando como fonte de radiação um Laser. Um pulso de luz ao ser enviado para atmosfera sofre interação com moléculas e partículas que agem como espalhadores, uma porção dessa radiação é espalhada no caminho de volta do sistema Lidar (em 180°), essa radiação retroespalhada é captada por um telescópio e focalizada em um sistema de detecção que realiza a medida do sinal. A figura 3.8 mostra uma representação esquemática dos componentes de um sistema Lidar do tipo monoestático-biaxial formado por três partes principais, o sistema de transmis-

são composto pelo Laser e componentes de envio do feixe, o sistema de recepção formado pelo telescópio e analisador óptico, e o sistema de detecção do sinal de retorno composto pelos detectores e equipamentos de aquisição de dados.

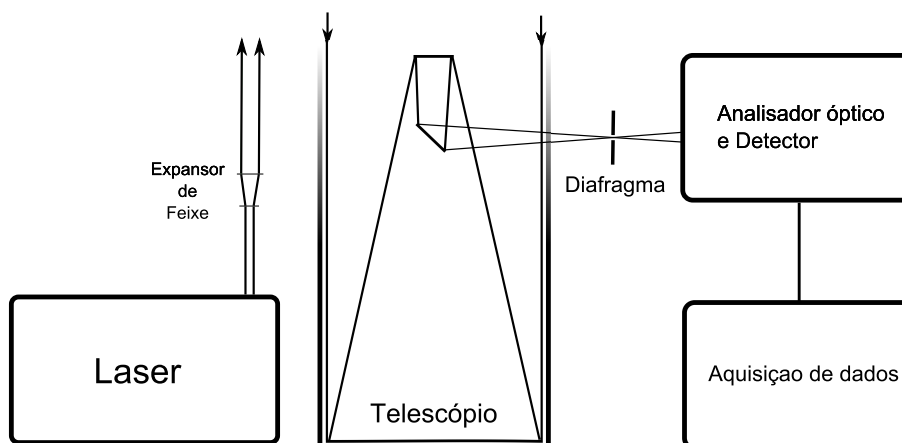


Figura 3.8: Representação esquemática de um sistema Lidar, composto por um sistema transmissor (Laser), um sistema receptor (Telescópio e analisador óptico) e um sistema de detecção (detector e sistema de aquisição de dados).

O papel do transmissor é gerar pulsos luminosos e direcioná-los para a atmosfera. Os tipos de Lasers e os comprimentos de onda utilizados na técnica Lidar dependem da sua aplicação e podem variar desde 250 nm, região do UV, até a região do infravermelho, em 11 μm . Os Lasers de Ruby, Nitrogênio e CO_2 foram muito utilizados quando iniciou-se o uso de tais equipamentos para sensoriamento remoto. Com o desenvolvimento de novas tecnologias, Lasers mais potentes foram surgindo e passaram a ser utilizados de maneira mais enfática nos estudos atmosféricos justamente por oferecerem novas possibilidades, como o caso do Laser de Nd:YAG, cujo comprimento de onda fundamental é definido em 1064 nm, mas sua frequência pode ser dobrada, triplicada ou até quadruplicada, oferecendo mais diversidade quanto aos comprimentos de onda em 532, 355 e 266 nm, respectivamente. Os Lasers pulsados são uma fonte ideal para o sistema Lidar devido a suas características ópticas tais como a baixa divergência do feixe, a largura de banda muito estreita (monocromaticidade) e pulsos intensos e curtos temporalmente [Silfvast (2004)].

Para o sistema de detecção de um equipamento Lidar é geralmente vantajoso ter apenas uma área pequena de visão do céu, também conhecido como campo de visão, pois essa configuração mantém o ruído de fundo em níveis baixos. O ruído de fundo é a luz detectada

pelo sistema que provêm de outras fontes que não seja o feixe laser transmitido. A luz direta ou espalhada do Sol, da Lua, das estrelas e a luz espalhada de origem antropogênica são alguns exemplos de fontes de ruído para o sistema Lidar. Quanto maior o campo de visão do detector, maior a quantidade de ruído no sistema, principalmente se o Lidar opera durante o dia [Argall e Siga (2004)]. Normalmente, a melhor configuração de um sistema Lidar é quando todo o feixe Laser está dentro do campo de visão do sistema de detecção, pois assim há uma maior eficiência nas medidas, quando essa condição é obtida diz-se que o sistema possui um completo *overlap*, ou sobreposição. Ainda, a divergência do feixe Laser deve ser suficientemente pequena para que o mesmo se mantenha dentro do campo de visão do sistema de detecção durante todo o intervalo de medida após a condição de *overlap* completo. Para diminuir a divergência do feixe do Laser é utilizado um simples instrumento óptico chamado colimador³, que nada mais é do que um pequeno telescópio colocado na saída do Laser, que além de expandir o feixe, mantém seus raios paralelos. Geralmente é necessária apenas uma pequena redução na divergência do feixe pois a maioria dos Lasers já possuem um bom paralelismo em seu feixe.

A largura de banda estreita ou monocromaticidade do Laser é outra característica extremamente vantajosa. Esta permite, por exemplo, que os componentes ópticos da caixa de detecção de um sistema Lidar filtrem espectralmente a luz detectada e transmita para o tubo fotomultiplicador (PMTs)⁴ os fótons selecionados apenas no comprimento de onda desejado. Na prática, é utilizado um filtro de interferência de banda estreita na frente do dispositivo PMT para transmitir uma fração relativamente larga (cerca de 50%, dependendo do filtro) do sinal retroespalhado, transmitindo apenas uma fração muito pequena de ruído óptico. Esta seletividade espectral implica em uma grande razão sinal-ruído, que representa o quanto de sinal é contaminado por ruído. Quanto maior a razão menos contaminante é o ruído na detecção do sinal [Kovalev e Eichinger (2004)].

Outra grande vantagem dos Lasers pulsados é o intenso pulso emitido em um curto intervalo de tempo possibilitando a medida do tempo entre a transmissão e a reflexão do pulso na atmosfera. A largura temporal do pulso do Laser deve ser muito menor do que o intervalo espacial a ser medido, por exemplo, um pulso possuindo largura temporal de 10ns terá uma resolução espacial de 3m . A taxa de repetição dos pulsos do Laser precisa ser baixa o su-

³O colimador também é conhecido como BMX, do termo em inglês Beam Expander

⁴Será tomada a liberdade do uso da abreviação PMT para designar o tubo fotomultiplicador tomando como base o termo em inglês *Photomultiplier Tube*

ficiente para que um pulso tenha tempo de atingir a altitude de medida e não produzir mais nenhum sinal antes que o próximo pulso seja disparado, isso implica uma taxa de repetição máxima em torno de 20 kHz para sistemas que trabalham com baixas altitudes [Argall e Siga (2004)].

O sistema de envio do feixe é formado pelo Laser e um conjunto de espelhos direcionadores do feixe. Como mencionado anteriormente, os sistemas mais comum encontrados atualmente são os do tipo monoestático, coaxial ou biaxial [Measures (1984), Kovalev e Eichinger (2004)].

O sistema de recepção de um Lidar coleta e processa a radiação retroespalhada e a direciona para um fotodetector, um dispositivo que converte fótons em sinal elétrico. O espelho primário do telescópio é o elemento óptico do sistema de recepção que coleta a luz retroespalhada pelos elementos na atmosfera e foca essa luz em uma caixa de detecção por meio de um espelho secundário. O tamanho do espelho primário é um fator importante na determinação da eficácia do sistema Lidar, pois quanto maior o espelho primário maior a quantidade de luz retroespalhada coletada, aumentando o sinal detectado pelo sistema. Os telescópios podem ser de dois tipos, Newtoniano ou Cassagraniano [Measures (1984)]. Após ser coletada pelo conjunto de espelhos primário e secundário, a luz retroespalhada é direcionada para a caixa de detecção onde sofrerá algum tipo de seleção antes de chegar aos sensores de coleta de sinal, os dispositivos PMTs. Essa seleção pode ser dada pela separação dos comprimentos de onda como na técnica de Lidar Raman [Measures (1984)], da polarização para estudo de nuvens por exemplo e/ou do intervalo de altitude de interesse dependendo do objetivo da pesquisa [Weitkamp (2005)]. A forma mais simples de selecionar a faixa espectral que será efetuada a medida é utilizando filtros de interferência de banda estreita na frente da fotomultiplicadora. Isso também reduz significativamente o ruído, como foi descrito anteriormente, e bloqueia os sinais que estão fora do comprimento de onda de interesse.

O sistema de detecção e o registrador de dados do Lidar capta a luz direcionada pelo sistema receptor e produz um registro permanente da intensidade medida em função da altitude. Nos primeiros experimentos realizados com um Lidar esse sistema era composto por uma câmera e um filme fotográfico [Hulburt (1937)]. Atualmente, toda a detecção e registro da intensidade de radiação é feito eletronicamente. Após o direcionamento da radiação e a seleção dos comprimentos de onda de interesse, sensores chamados de fotomultiplicadoras convertem os fótons incidentes em pulsos de corrente elétrica intensos o suficiente para se-

rem detectados pelo registrador. Outra possibilidade de dispositivos que transformam sinal de fótons em sinais elétricos podem ser utilizados, como por exemplo PMTs de multianodo, fotodiodos avalanche e câmeras CCDs [Measures (1984), Argall e Siga (2004)]. O sinal de saída desses dispositivos tem a forma de corrente de pulsos que podem ser produzidos de duas maneiras, ou por fótons detectados ou por emissão térmica dos elétrons dentro dos dispositivos PMTs, também conhecidas como corrente de escuro. O sinal captados pelas fotomultiplicadoras podem ser registrados de duas maneiras, a primeira por meio de contagem de fótons, na qual os pulso são individualmente contados e justamente por ser mais sensível é usada para medidas de sinais menos intensos, provenientes de grandes distâncias. A segunda maneira é a detecção analógica, na qual uma corrente média devida aos fótons é medida e registrada, geralmente utilizada para distâncias próximas ao sistema, as quais possui um forte sinal de retroespalhamento.

3.2.3 Equação Lidar de retroespalhamento elástico

Como visto anteriormente, o retroespalhamento da luz causado pela atmosfera é descrito por dois fatores importantes, o coeficiente de retroespalhamento β e o coeficiente de extinção (ou atenuação) α . O coeficiente β pode ser escrito como a soma da contribuição do espalhamento devido a moléculas, dado por β_m , e por partículas (aerossóis), β_{aer} , tal que

$$\beta(\lambda, z) = \beta_m(\lambda, z) + \beta_{aer}(\lambda, z) \quad (3.2.7)$$

e de maneira mais rigorosa, o coeficiente de extinção pode ser definido como a soma das contribuições de moléculas e partículas tanto por absorção quanto por espalhamento, sendo dado por

$$\alpha(\lambda, z) = \alpha_{abs,m}(\lambda, z) + \alpha_{esp,m}(\lambda, z) + \alpha_{abs,aer}(\lambda, z) + \alpha_{esp,aer}(\lambda, z) \quad (3.2.8)$$

na qual, $\alpha_{abs,m}(\lambda, z)$ e $\alpha_{esp,m}(\lambda, z)$ são as contribuições moleculares por absorção e por espa-

lhamento respectivamente, e, $\alpha_{abs,aer}(\lambda, z)$ e $\alpha_{esp,aer}(\lambda, z)$ são as contribuições de aerossóis devido a absorção e ao espalhamento respectivamente.

Utilizando esses dois parâmetros que descrevem propriedades ópticas da atmosfera e parâmetros geométricos do sistema pode-se escrever a equação Lidar como

$$P(\lambda, z) = P_o \frac{ct}{2} Q_{ef} A \frac{\beta_m(\lambda, z) + \beta_{aer}(\lambda, z)}{z^2} \exp \left[-2 \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \right] \quad (3.2.9)$$

na qual $P(\lambda, z)$ é a potência do sinal detectado a uma distância z num tempo t , z a distância do volume atmosférico investigado, P_o a potência do sinal transmitido, c a velocidade da luz, τ a duração do pulso emitido pelo Laser, Q_{ef} é o fator de eficiência do sistema, e A a área efetiva do receptor.

Dessa forma, as medidas com o sistema Lidar fornecem informações sobre as características de espalhamento e atenuação das partículas na atmosfera, observando-se que esses dois efeitos correlacionados possam ser de alguma maneira separados [Klett (1981, 1985, 1983, 1986), Fernald (1984)].

A obtenção dos parâmetros de retroespalhamento e extinção da atmosfera a partir das medidas com um sistema LIDAR requerem, primeiro, a separação das características ópticas das interações devido à moléculas e a material particulado, e posteriormente, o conhecimento apropriado de parâmetros ópticos da atmosfera.

Segundo Klett (1981) o sinal mais apropriado para a análise é o logaritmo natural do sinal recebido corrigido pela distância ao quadrado

$$S(\lambda, z) = \ln [z^2 P(\lambda, z)] \quad (3.2.10)$$

Tomando $S_o = S(z_o)$, no qual z_o é uma distância de referência determinada de maneira arbitrária, pode-se escrever a equação 3.2.9 de uma forma independente dos parâmetros do sistema, tal que

$$S(\lambda, z) = \ln [z^2 P(\lambda, z)] \Rightarrow$$

$$S(\lambda, z) - S(\lambda, z_o) = \ln [z^2 P(\lambda, z)] - \ln [z_o^2 P(\lambda, z_o)] \Rightarrow$$

$$S(\lambda, z) - S(\lambda, z_o) = \ln \left[\frac{z^2 P(\lambda, z)}{z_o^2 P(\lambda, z_o)} \right] \quad (3.2.11)$$

Tomando a equação de Lidar 3.2.9 e substituindo na equação 3.2.11 tem-se que

$$\begin{aligned} S(\lambda, z) - S(\lambda, z_o) &= \ln \left\{ \frac{\frac{z^2 P_o c \tau Q_{ef} A \beta(\lambda, z) \exp \left[-2 \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \right]}{2 z^2}}{\frac{z_o^2 P_o c \tau Q_{ef} A \beta(\lambda, z_o) \exp \left[-2 \int_0^{z_o} \alpha(\lambda, z') dz' \right]}{2 z_o^2}} \right\} \Rightarrow \\ S(\lambda, z) - S(\lambda, z_o) &= \ln \left\{ \frac{\beta(\lambda, z) \exp \left[-2 \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \right]}{\beta(\lambda, z_o) \exp \left[-2 \int_0^{z_o} \alpha(\lambda, z') dz' \right]} \right\} = \\ &= \ln \left[\frac{\beta(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z_o)} \right] + \ln \left\{ \exp \left[-2 \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \right] + \left[-2 \int_0^{z_o} \alpha(\lambda, z') dz' \right] \right\} \Rightarrow \\ S(\lambda, z) - S(\lambda, z_o) &= \ln \left[\frac{\beta(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z_o)} \right] - 2 \left\{ \left[\int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \right] + \left[- \int_0^{z_o} \alpha(\lambda, z') dz' \right] \right\} = \\ &= \ln \left[\frac{\beta(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z_o)} \right] - 2 \int_{z_o}^z \alpha(\lambda, z') dz' \quad (3.2.12) \end{aligned}$$

obtendo-se então

$$S(\lambda, z) - S(\lambda, z_0) = \ln \left[\frac{\beta(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z_0)} \right] - 2 \int_{z_0}^z \alpha(\lambda, z') dz' \quad (3.2.13)$$

Escrevendo a equação (3.2.13) na forma diferencial em função de z tem-se

$$\begin{aligned} \frac{d}{dz} \left[S(\lambda, z) - S(\lambda, z_0) \right] &= \frac{d}{dz} \ln \left[\frac{\beta(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z_0)} \right] + \frac{d}{dz} \left[-2 \int_{z_0}^z \alpha(\lambda, z') dz' \right] = \\ &= \frac{d}{dz} \ln \left[\frac{\beta(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z_0)} \right] - \frac{d}{dz} \left[2 \int_{z_0}^z \alpha(\lambda, z') dz' \right] \end{aligned} \quad (3.2.14)$$

Que se torna finalmente,

$$\frac{dS(\lambda, z)}{dz} = \frac{1}{\beta(\lambda, z)} \frac{d\beta(\lambda, z)}{dz} - 2 \alpha(\lambda, z) \quad (3.2.15)$$

Esse resultado mostra que a equação 3.2.15 é dependente dos valores do coeficiente de retroespalhamento e extinção, $\beta(\lambda, z)$ e $\alpha(\lambda, z)$, respectivamente. O Método de Inversão de Klett [Klett (1981, 1985, 1983, 1986)] é um poderoso método analítico com potencial para tratar o problema de extrair o coeficiente de extinção e de retroespalhamento em uma atmosfera não homogênea a partir de medidas realizadas em um sistema Lidar com comprimento de onda único. A técnica de solução da equação Lidar segundo a inversão de Klett é realizada transformando a equação 3.2.15 em uma equação diferencial de Bernoulli, e que pode ser vista de maneira detalhada nos trabalhos de Klett (1981), Measures (1984) e Kovalev e Eichinger (2004).

De acordo com diversos estudos teóricos e observacionais os coeficientes de retroespalhamento e extinção podem ser relacionados em uma grande variedade de casos da seguinte forma descrita por Klett (1981)

$$\beta(\lambda, z) = C \alpha(\lambda, z)^\xi \quad (3.2.16)$$

na qual \mathbb{C} é tomado como constante e ξ depende do comprimento de onda e de propriedades dos aerossóis. Os valores, em geral, assumidos por esse expoente estão no intervalo entre $0,67 \leq \xi \leq 1$ e foram determinados de maneira empírica. A condição em que $\xi = 1$ e $\mathbb{C} = 1$ representa uma atmosfera homogênea com relação aos tipos de aerossóis e livre de absorção [Klett (1981), Measures (1984), Kovalev e Eichinger (2004)].

Utilizando a relação 3.2.16, a equação 3.2.15 pode ser escrita em termos de $\alpha(\lambda, z)$

$$\frac{dS(\lambda, z)}{dz} = \frac{\xi}{\alpha(\lambda, z)} \frac{d\alpha(\lambda, z)}{dz} - 2\alpha(\lambda, z) \quad (3.2.17)$$

A solução dessa equação em termos do coeficiente de extinção pode ser encontrada em diversos materiais da área de Lidar, apresentados por Klett (1981), Measures (1984), Kovalev e Eichinger (2004), e é escrita como

$$\alpha(\lambda, z) = \frac{\exp\left[\frac{S(\lambda, z) - S(\lambda, z_0)}{\xi}\right]}{\frac{1}{\alpha(\lambda, z_0)} - \frac{2}{\kappa} \int_z^{z_0} \exp\left[\frac{S(\lambda, z') - S(\lambda, z_0)}{\xi}\right] dz'} \quad (3.2.18)$$

O grande desafio e dificuldade nas análises de medidas da técnica Lidar é obter informações a respeito das propriedades ópticas da atmosfera por meio dos coeficientes de extinção $\alpha(\lambda, z)$ e retroespalhamento $\beta(\lambda, z)$ utilizando apenas uma única equação (equação 3.2.18). Cabe nesse ponto então definir a variável conhecida como Razão Lidar (RL), que relaciona os dois coeficientes da seguinte forma

$$RL(\lambda, z) = \frac{\alpha(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z)} \Rightarrow \alpha(\lambda, z) = RL(\lambda, z) \beta(\lambda, z) \quad (3.2.19)$$

Utilizando as equações 3.2.18 e 3.2.19 é possível determinar o perfil de retroespalhamento e de extinção da atmosfera utilizando medidas de um sistema Lidar com um único comprimento de onda. Contudo, sendo necessário o uso de uma suposição a cerca do valor

inicial da Razão Lidar. Essa suposição da RL baseia-se em medidas da profundidade óptica da atmosfera, que podem ser realizadas por um sistema de fotômetro solar (seção 3.2.1), geralmente instalado próximo ao sistema Lidar. Ou ainda medidas de AOD realizadas por satélites como o MODIS ou por meio de modelos teóricos se baseando no tipo mais provável de aerossóis medidos, como o caso do CALIPSO.

Nesses casos é utilizado um valor inicial de RL tal que satisfaça a condição em que a soma na coluna atmosférica do coeficiente de extinção $\alpha(\lambda, z)$, da equação 3.2.18, seja igual ao valor da profundidade óptica da atmosfera calculada pelo fotômetro solar, por exemplo, dado pela equação 3.2.2, para um mesmo comprimento de onda em ambos instrumentos, tal que,

$$\tau(\lambda) = \int_z^{z_0} \alpha(\lambda, z) dz = \int_z^{z_0} RL(\lambda, z) \beta(\lambda, z) dz \quad (3.2.20)$$

Uma vez obtido os valores do coeficiente de extinção no perfil atmosférico, utilizando a relação dada pelas equações 3.2.18 e 3.2.20 obtêm-se por conseguinte o perfil atmosférico do coeficiente de espalhamento $\beta(\lambda, z)$.

Os conceitos apresentados nessa seção serão utilizados na análise dos dados do sistema Lidar de retroespalhamento elástico situado no Centro de Lasers e Aplicações do IPEN (descrito no Capítulo 4, seção 4.1). Servirão também como base em algumas análises realizadas com os dados do Satélite CALIPSO (Capítulo 4, seção 4.3).

3.2.4 Sensoriamento Remoto - Satélites

O sensoriamento remoto não se limita apenas à instrumentos fixados em solo, dessa forma, muitas são as aplicações de instrumentos para monitoramento da atmosfera a bordo de aviões [Fujii e Fukuchi (2005)]. A sua grande vantagem está aliada à possibilidade de expansão da área a ser monitorada, assim como permitir realizações de medidas em locais distantes nos quais sistema fixos em solo não conseguem alcançar. Além de sistemas a bordo de aviões, diversos instrumentos de monitoramento da atmosfera orbitam a Terra a bordo de satélites, ajudando assim no estudo dos gases e partículas que preenchem a atmosfera terrestre [An-

derson *et al.* (2005), Fujii e Fukuchi (2005)]. A vantagem no uso de tais instrumentos em satélites é principalmente a capacidade de cobertura total de sensoriamento do globo terrestre.

O caminho que esses satélites percorrem ao redor da Terra é chamado de órbita e depende do seu objetivo e da capacidade do sensor montado a bordo. Existem dois tipos de satélites categorizados de acordo com sua órbita. Os satélites chamados de geoestacionários têm como principal característica o fato de observarem sempre a mesma porção da superfície terrestre, como mostrado na figura 3.9 a). Esses satélites orbitam em grandes altitudes, aproximadamente 36000 km. O fato de serem geoestacionário permite obter informações a respeito da atmosfera em uma área específica. Os satélites com órbita polar giram em torno da Terra no sentido Norte-Sul. Associado ao movimento de rotação da Terra (Oeste-Leste), como mostrado na figura 3.9 b), esses satélites realizam a cobertura completa do globo terrestre em uma determinada escala de tempo. Geralmente os satélites com órbita polar também são sincronizados com o Sol, de tal maneira que realizam medidas de uma específica área da superfície terrestre sempre no mesmo horário do dia. Esse tipo órbita permite aos satélites realizarem passagens descendentes, do Norte para o Sul do globo, sempre quando essa região do globo não está iluminada pela luz solar, ou seja, em períodos noturnos. Já as passagens ascendentes, são do Sul para o Norte, na região iluminada do globo, durante o período diurno. A área da superfície terrestre monitorada pelo satélite varia em cada instrumentos, podendo ser de alguns metros até centenas de quilômetros [Levin (1999)]. Além dos satélites de órbitas polares e geoestacionários existem ainda os satélites com órbita em alta e baixa inclinação

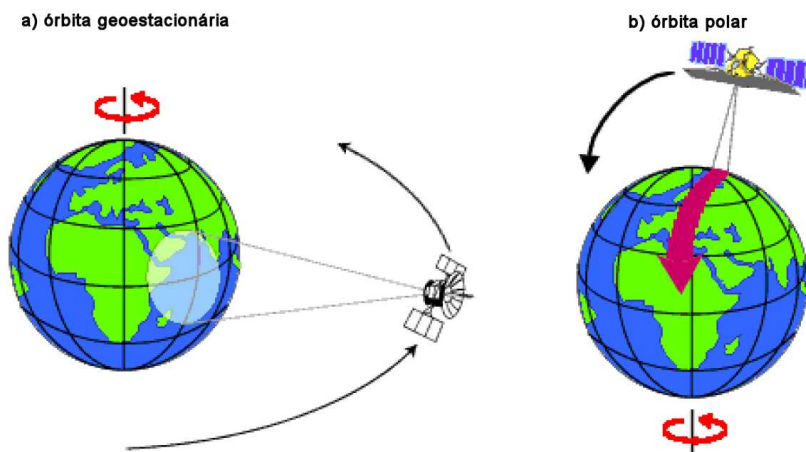


Figura 3.9: Representação dos tipos de satélites que realizam a cobertura da Terra de acordo com o tipo específico de órbita. Figura adaptada do CCRS - Canadian Centre for Remote Sensing - <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/>

Os breves conceitos apresentados nessa seção servirão como base para a descrição de algumas propriedades do Satélite CALIPSO (Capítulo 4, seção 4.3).

Capítulo 4

Instrumentação

No presente capítulo será realizada uma descrição dos instrumentos utilizados para obtenção dos dados analisados nesse trabalho. O sistema Lidar de retroespalhamento elástico situado no IPEN, o fotômetro solar da rede AERONET e o sistema Lidar abordo do Satélite CALIPSO.

4.1 Sistema de retroespalhamento elástico MSP-Lidar

O sistema MSP-Lidar de retroespalhamento elástico opera no Centro de Lasers e Aplicações, no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares desde 2001 [Landulfo *et al.* (2003, 2005)]. O MSP-Lidar é um sistema de modo coaxial que opera com um único comprimento de onda e é apontado verticalmente para o céu formando um ângulo de 90° com a superfície do solo, e por ser um sistema de sensoriamento remoto ativo possui um sistema de transmissão composto por um laser e um sistema de aquisição, composto por um telescópio e equipamentos de detecção de sinal.

O Laser de Nd:YAG, mostrado na figura 4.1 ❶, possui um comprimento de onda fundamental de 1064 nm, possuindo um gerador de segundo e terceiro harmônicos, 532 nm e 355 nm respectivamente, funcionando a uma taxa de repetição de 20 Hz. A energia de saída por pulso é de 100 mJ para o comprimento de onda de 532 nm e 40 mJ para 355 nm. O feixe de Laser, com um diâmetro médio de 0.8 cm, é direcionado por um conjunto de espelhos ❷ até incidir em um colimador ❸, o qual irá aumentar o diâmetro do feixe em torno de 3 a 4 vezes, diminuindo assim a sua divergência na atmosfera. Esse feixe expandido é então direcionado

para a atmosfera por meio de um segundo conjunto de espelhos ④.

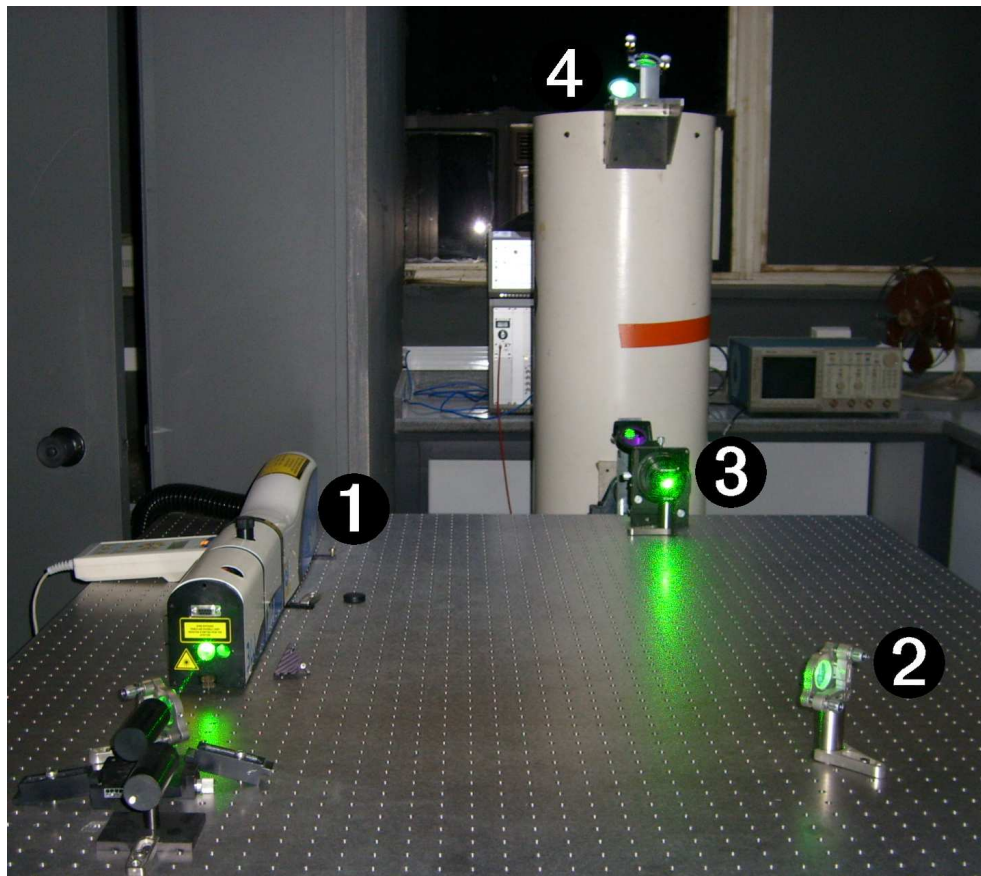


Figura 4.1: Módulo transmissor do sistema MSP-Lidar composto por um Laser ①, um colimador ③ e um conjunto de espelhos direcionadores de feixe, ② e ④

O sistema receptor, mostrado na figura 4.2, é composto por um telescópio Newtoniano de 30 cm de diâmetro com 1 a 2 mrad de campo de visão, ⑤. Na caixa de detecção de sinal ⑥ são utilizados filtros espectrais de interferência com 1 nm de FWHM para garantir a detecção apenas do comprimento de onda desejado, no caso 532 nm. Além disso, são utilizados tubos fotomultiplicadores Hamamatsu R7400 para detecção do sinal. Os sinais captados por esse dispositivo PMT são digitalizados por um registrador transiente LR 20-80/160-LICEL, ⑦, possuindo um canal analógico e um canal contador de fótons para aquisição. Esse registrador transiente está ligado ao Laser por um *trigger*, dessa forma, quando o Laser emite um pulso para a atmosfera, o *trigger* envia um sinal ao registrador transiente que armazena o tempo de ida do feixe, sabendo então a velocidade da luz e o tempo de ida e volta do pulso do Laser, pode-se inferir a distância do volume espalhador com uma resolução espacial de 15 metros.

O sistema MSP-Lidar é capaz de fornecer informações de algumas propriedades ópticas da atmosfera como o coeficiente de retroespalhamento e extinção de aerossóis, bem como a razão entre eles conhecida como Razão Lidar, grandezas apresentadas no capítulo 3 desse trabalho. Contudo, para obter-se esses parâmetros é necessário que sejam realizadas medidas em sinergia com um fotômetro solar que forneça valores de profundidade óptica dos aerossóis na atmosfera.

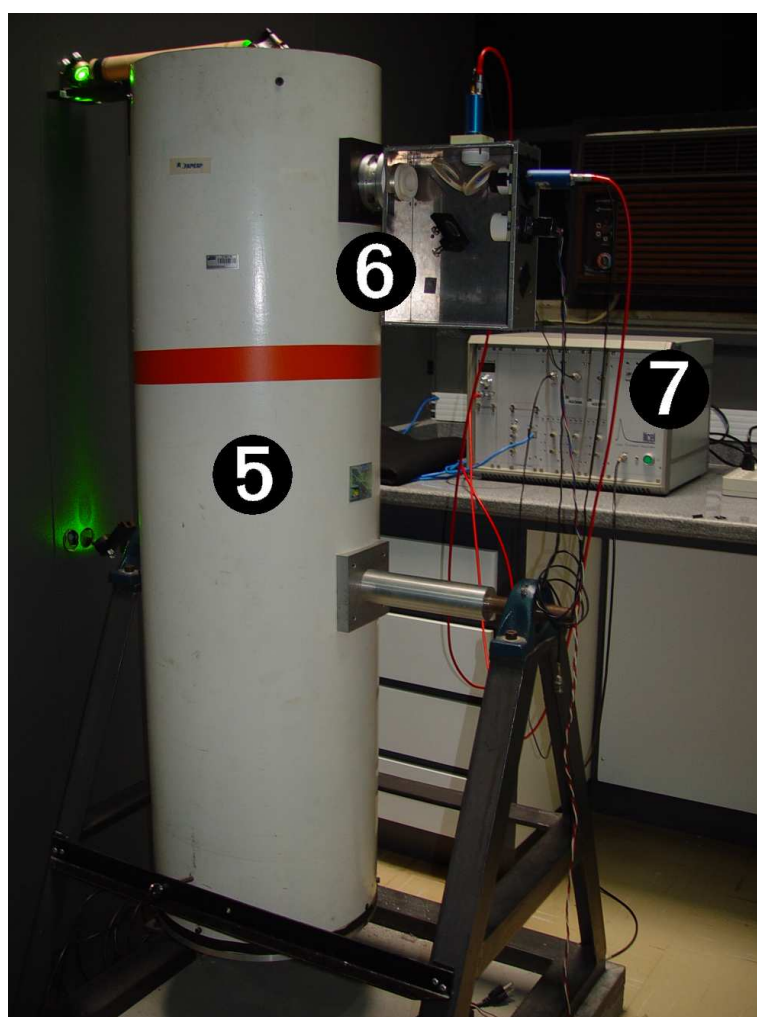


Figura 4.2: Módulo receptor do sistema MSP-Lidar composto um Telescópio Newtoniano ⑤, a caixa de detecção de sinal composta por tubos fotomultiplicadores e filtros espectrais ⑥, um registrador transiente para transformação do sinal elétrico em analógico ⑦, e um conjunto de espelhos direcionadores que enviam o feixe para a atmosfera.

4.2 Fotômetro solar da rede AERONET

AERONET é um acrônimo para *Aerosol Robotic Network*, que em tradução livre pode ser chamada de *rede robótica de aerossóis*. Essa rede de radiômetros solares forma um sistema de base terrestre para monitoramento de aerossóis na atmosfera oferecendo um padrão de monitoramento e análises em escala regional a global.

O radiômetro solar tem um campo de visão de aproximadamente 1.2° e dois detectores que medem a radiação direta do Sol e a radiação difusa da região da auréola solar e do céu [Holben *et al.* (1998)]. O instrumento possui ainda colimadores de 33 centímetros de comprimento que rejeitam a luz difusa refletida em suas paredes. O colimador do Sol e auréola solar é protegido por uma janela de quartzo e possui um detector UV enriquecido com silício, que permite observações da janela espectral entre 300 e 1020 nm. O colimador para observações do céu possui o mesmo campo de visão do colimador de observação solar, contudo sua janela temporal para abertura do sistema de lentes funciona com uma ordem de magnitude maior, o suficiente para um melhor intervalo dinâmico de medidas de radiância do céu. Todos os sensores localizados na cabeça do equipamento são vedados contra umidade prevenindo contra danos nos componentes elétricos e filtros de interferência. O radiômetro solar possui até oito canais de medidas utilizando filtros de interferência de 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 e 1020 nm. A largura de banda desses filtros variam de 2,5 nm para os comprimentos de onda de 340 e 380 nm e 10 nm para os demais canais. A figura 4.3 apresenta a foto de um fotômetro solar utilizado na rede AERONET e seus componentes.

De acordo com a figura 4.3, o sistema completo é formado por uma antena que envia os dados medidos para dois satélites e esses, por conseguinte, enviam as informações para uma estação central, que serão enviadas diariamente para a base de dados da AERONET no centro GSFC da NASA [Holben *et al.* (1998)]. O painel solar fornece energia para o funcionamento do sistema. O sensor de precipitação mantém o sistema inoperante em caso de chuva, e o fotômetro solar em si é o sensor que realiza o monitoramento dos aerossóis na atmosfera. Quando iniciada uma sequência de medidas a cabeça do sensor gira no sentido dos ângulos azimutal e zenital com auxílio de motores de passo que possuem precisão de 0.05° . A posição do Sol é computada por um microprocessador levando em consideração o horário, a latitude e a longitude do local e assim direcionando a cabeça do sensor em aproximadamente 1° do Sol, para em seguida um detector localizar precisamente a posição

do Sol e então dar início à rotina programada de medidas.



Figura 4.3: Fotômetro solar da rede AERONET e seus componentes A figura é adaptada da foto original obtida no site da própria AERONET, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

4.2.1 Medidas Almucantar e Plano Principal

A sequência de medidas podem ser dividida em duas, na qual o fotômetro solar é apontado diretamente para o Sol ou para o céu. As medidas apontando diretamente para o Sol são realizadas nos oito canais espectrais descritos na seção 4.2 a cada quinze minutos, levando aproximadamente 10 segundos em cada canal. Em dois horários distintos do dia, pela manhã e durante o período da tarde, são realizadas três dessas medidas consecutivas a cada 15 minutos para cada comprimento de onda, com duração de 30 segundos. Essas medidas permitem o monitoramento da contaminação dos dados com sinal de nuvens, ajudando assim avaliar a qualidade dos dados para atmosfera livre de nuvens, uma vez que o tempo de variação da cobertura de nuvens é tipicamente maior que aquele das camadas de aerossóis.

As medidas de radiação do céu são feitas utilizando os canais 440, 670, 870 e 1020 nm e são realizadas em duas sequências diferentes, a Almucantar e Plano Principal [Holben *et al.* (1998), Yamasoe (1999)].

A sequência Almucantar é uma série de medidas tomada em um específico ângulo zenital relativo a posição do Sol, ou seja, a cabeça do fotômetro solar terá uma inclinação θ na qual ficará apontada para o Sol, e realizará medidas variando o ângulo azimutal ϕ de 0° até 360° . As sequências Almucantar são realizadas em um intervalo de tempo de 40 segundos para cada um dos quatro comprimento de onda. Mais de 4 medidas são feitas ao longo do dia

com massa óptica igual a 4, 3, 2 e 1,7 tanto no período da manhã quanto da tarde. Durante o intervalo de 9 da manhã até às 15 horas (no horário local) são realizadas sequências a cada hora, além disso, após uma medida Almucentar é realizada uma medida direta da radiação solar.

A sequência plano principal é realizada com um ângulo azimutal fixo e variando o ângulo zenital de 0° a 180° . Essa medida se inicia com a observação direta do Sol, logo após, o sensor é deslocado de 6° abaixo do disco solar e então é iniciada a varredura, que dura cerca de 30 segundos para cada comprimento de onda. Essa sequência é feita a cada hora sempre que a massa óptica da atmosfera for menor que 2, evitando assim a variação da radiância devido à mudanças de massa óptica.

O fotômetro solar fornece diversas informações das propriedades ópticas dos aerossóis presentes na atmosfera [Holben *et al.* (1998), Yamasoe *et al.* (1998), Dubovik *et al.* (2000), Dubovik e King (2000)], e nesse trabalho serão utilizadas informações tais como a profundidade óptica dos aerossóis (AOD), o expoente de Ångström, a função de fase de espalhamento, o albedo simples de espalhamento, e a distribuição de tamanho dos aerossóis, obtidos por meio de medidas direta do Sol.

4.3 Satélite CALIPSO

O Satélite CALIPSO foi lançado em 28 de Abril de 2006 e seus primeiros disparos com o Laser ocorreu em 7 de Junho de 2006 [Winker *et al.* (2007)]. Sua órbita em torno da Terra se dá em formação com a constelação de satélites denominada *A-Train* [Stephens *et al.* (2002), NASA (2003), Anderson *et al.* (2005)] a cerca de 705 km de altitude em órbita do tipo Polar e sincronizado com o Sol, cruzando a linha do Equador em torno das 13:30 no horário local diurno. A formação do *A-Train* é ilustrada na figura 1.3, no Capítulo de 1. Em um dia o CALIPSO percorre 14,55 voltas em torno da Terra com uma separação de $24,7^\circ$ a oeste entre cada uma das órbitas. Ao final de um dia completo o satélite se deslocará em torno de $10,8^\circ$ a oeste, perfazendo uma cobertura total do globo em 16 dias de medidas, com uma variação de ± 10 km [Winker *et al.* (2005)].

O principal instrumento carregado a bordo do Satélite CALIPSO é o sistema de sensoriamento remoto ativo Lidar denominado CALIOP, do acrônimo *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*. Esse sistema é apontado para a direção próxima do Nadir, em ou-

tras palavras, é apontado em direção à superfície da Terra, e opera com dois comprimentos de onda no qual um deles é polarizado. O CALIPSO carrega ainda outros dois instrumentos passivos, uma câmera de ampla visão operando no comprimento de onda de 650 nm e com resolução espacial de 125 metros/pixel dentro de um raio de 2,5 km de visão, com uma varredura de 30 km. O terceiro instrumento é um radiômetro de imageamento no infravermelho possuindo três canais com resolução espacial de 1 km e varredura de até 61 km [Hostetler *et al.* (2006)].

4.3.1 CALIOP - Sistema de receptor e transmissor

O sistema CALIOP é formado por duas unidades, os sistemas de transmissão e de recepção. O sistema de transmissão é composto por dois Lasers idênticos de Nd:YAG bombeado por diodo operando no comprimento de onda fundamental de 1064 nm e com geração do sinal de segundo harmônico em 532 nm. Os Lasers possuem chaveamento Q, recurso eletrônico para diminuir a largura temporal do pulso e aumentar sua potência, concentrando a sua energia em um intervalo temporal mais curto [Silfvast (2004)], assim cada pulso tem duração temporal de 20 ns a uma taxa de repetição de 20,16 Hz. A energia por pulso é de 220 mJ para 1064 nm e 110 mJ para 532 nm, medida por sensores colocados na saída de cada comprimento de onda. Cada um desses Lasers encontram-se abrigado dentro de compartimentos preenchidos com ar seco a uma pressão atmosférica padrão [Hunt *et al.* (2009)]. A tabela 4.1 resume as especificações do sistema transmissor. O objetivo de se ter dois Lasers a bordo do satélite é a utilização do segundo caso o primeiro apresente problemas. O primeiro Laser operou por quase 3 anos após o início do seu funcionamento, contudo com o passar do tempo foi constatada uma constante diminuição da pressão interna do seu compartimento, passando de um valor de 16 psi para 6 psi [Hunt *et al.* (2009)]. Antes que isso pudesse gerar um comprometimento do sistema eletrônico do CALIOP devido a uma descarga corona decidiu-se por desligar o primeiro Laser e utilizar o segundo, em Fevereiro de 2009 [Hunt *et al.* (2009)]. Ao ser enviado em direção a superfície terrestre, o feixe gerado pelo Laser passa por um colimador para diminuir a sua divergência, chegando à superfície com cerca de 70 m de diâmetro.

Tabela 4.1: Especificações do sistema transmissor do Satélite CALIPSO.

Item	Característica
Laser	Nd:YAG bombeado por diodo
Energia/pulso	110 mJ: 532 nm 220 mJ: 1064 nm
taxa de repetição	20.16 Hz
Largura do pulso	20 ns

O sistema de recepção é composto por um telescópio de 1 metro de diâmetro que direciona a radiação retroespalhada para uma conjunto de instrumentos ópticos. O telescópio cobre uma região na superfície de 90 m de diâmetro (maior que os 70 metros do feixe do Laser). O sinal de retorno em 532 nm detectado pelo telescópio é direcionado para um dispositivo *etalon*, capaz de reduzir por processo de interferência o ruído da luz solar. O sinal segue então para um conjunto de polarizadores que irá separá-lo em dois sinais, com polarização perpendicular e paralelo, 532_{\perp} nm e $532_{\parallel} \text{ nm}$, respectivamente. Esses feixes passam por filtros de interferência como largura de banda de 35 pm, garantindo assim a detecção de sinal apenas no comprimento de onda desejado e com o mínimo de ruído. Já o sinal de retroespalhamento em 1064 nm é direcionado livremente para o detector passando por um filtro de interferência de 100 pm suficientemente capaz de bloquear o ruído solar. Para a detecção dos sinais de 532 nm, tanto paralelo quanto perpendicular, são utilizadas fotomultiplicadoras que possuem um grande intervalo dinâmico linear, alta eficiência quântica e baixa corrente de escuro. Essas características são fundamentais para a detecção de sinais que variam desde uma região livre de aerossóis, entre 30 e 35 km, e intensos sinais de nuvens densas [Hostetler *et al.* (2006)]. No canal do infravermelho é utilizado um fotodiodo avalanche (APD) que também possui alto intervalo dinâmico e uma boa eficiência quântica, contudo, a corrente de escuro é maior com relação aos valores dos dispositivos PMTs. Embora esses detectores consigam operar no regime de contagem de fótons, eles estão operando em modo analógico [Winker *et al.* (2009)]. Uma vez detectados os sinais de fótons pelos dispositivos PMTs e APD e transformados em sinal elétrico, os mesmo são captados por registradores eletrônicos e os dados armazenados em um computador. A tabela 4.2 apresenta as especificações para o sistema receptor do CALIPSO.

Tabela 4.2: Especificações do sistema receptor do Satélite CALIPSO.

Item	Característica
Diâmetro-Telescópio	1 m
Campo de visão	130 μ rad
<u>Canal 532 nm:</u>	
Detector	PMT
Etalon	37 μ m
Filtro	35 μ m
<u>Canal 1064 nm:</u>	
Detector	APD
filtro	100 μ m

A figura 4.4 mostra o diagrama de bloco do sistema de transmissão e recepção que formam o sistema CALIOP a bordo do satélite CALIPSO. O feixe de Laser é enviado em direção a superfície da Terra, e o telescópio captará em seguida o sinal retroespalhado por nuvens e/ou aerossóis, que será direcionado para um sistema óptico capaz de separar os feixes de retorno e filtrar os comprimentos de onda de interesse. O sinal detectado é então digitalizado e enviado para um computador a bordo do satélite.

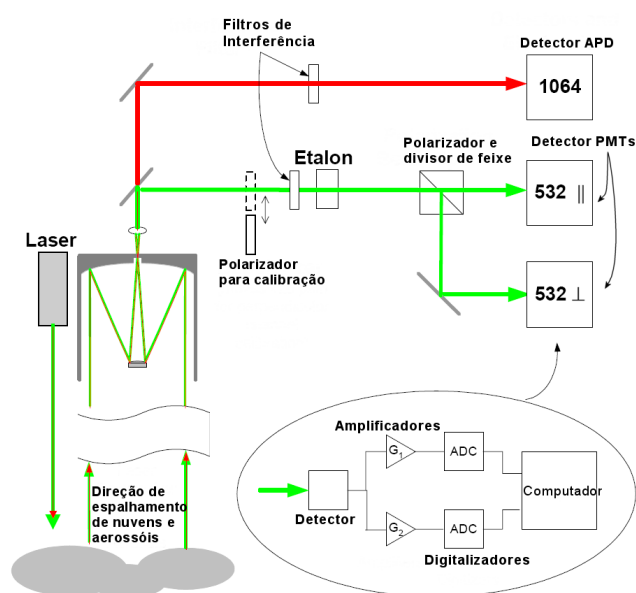


Figura 4.4: Diagrama de bloco do sistema CALIOP adaptado da figura obtida em Hostetler *et al.* (2006)

4.3.2 Aquisição e resolução dos dados

Para a aquisição dos dados um dispositivo inicia a contagem de tempo ao ocorrer o disparo do Laser, quando o pulso atinge a altitude equivalente a 115 km acima do nível médio do mar (AMSL, do inglês *Above Mean Sea Level*) os dispositivos PMTs são ligados e começam a detectar sinal até o tempo correspondente a 18,5 km abaixo do MSL. Apesar do sistema detectar sinal desde a região de -2 até 115 km de altitude, o perfil de sinal retroespalhado é calculado até 40 km para o canal de 532 nm e 30 km para 1064 nm.

O ruído solar pode influenciar sobremaneira a detecção do sinal, assim o ruído de fundo, também conhecido no jargão científico como sinal de *background*, é medido no intervalo de altitude de 97 a 112 km, região essa em que o sinal de retorno da atmosfera pode ser desconsiderado, tornando-se possível a caracterização do ruído solar medido pelo instrumento, que posteriormente será subtraído do sinal de retroespalhamento. A resolução fundamental dos dados do CALIOP é de 30 metros na vertical e 333 metros na horizontal, sendo determinadas por meio da taxa de repetição do pulso do Laser e da largura de banda elétrica do sistema receptor. Uma vez que a atmosfera torna-se mais espacialmente uniforme com a altitude e os sinais de retroespalhamento tendem a ficar mais fracos é necessário realizar médias para obtenção do sinal, dessa forma a resolução espacial dos dados irá variar de acordo com a altitude. Na região da baixa troposfera, onde a variabilidade dos aerossóis e nuvens é grande, é utilizada a resolução fundamental. Já na região da alta atmosfera é utilizada uma resolução menor. Os valores de resolução e os seus respectivos intervalos espaciais associados são detalhados na tabela 4.3. A região de altitude -0,5 até -2 km é utilizada para detecção de eventuais sinais de fótons atrasados refletidos pela superfície. Mais detalhes podem ser encontrados em Hostetler *et al.* (2006) e Hunt *et al.* (2009).

Tabela 4.3: Resolução horizontal e vertical em função da altitude dos dados do CALIPSO.

Altitude (km)	Res. horizontal (km)	Res. vertical (m) 532nm	Res. vertical (m) 1064nm
30,1 a 40	5	300	–
20,2 a 30,1	1,67	180	180
8,2 a 20,2	1	60	60
-0,5 a 8,2	0,33	30	60
-2,0 a -0,5	0,33	300	300

4.3.3 Produtos e conjunto dos dados

Existem dois tipos de dados produzidos pelo satélite CALIPSO, dados de nível 1 e 2, e ambos possuem algumas versões que foram lançadas ao longo do projeto. A primeira versão dos dados do CALIOP foi lançada em Dezembro de 2006. Essa versão é formada por dados do nível 1b e nível 2. A versão inicial foi desenvolvida antes do lançamento do satélite, utilizando os dados da missão LITE [Winker *et al.* (1996)], que colocou o primeiro sistema Lidar a bordo de um ônibus espacial orbitando em torno da Terra. Foram utilizados também dados do projeto CPL (abreviatura do inglês *Cloud Physics Lidar*) [McGill *et al.* (2002)], sistema Lidar criado para ser utilizado a bordo de um avião ER-2 da NASA com autonomia de vôo para grandes altitudes, aplicado ao estudo de aerossóis e nuvens. A versão 2 dos dados de nível 1b e 2 foi lançada em Janeiro de 2008, incluindo pela primeira vez resultados do coeficiente de extinção para nuvens e aerossóis. Além de incluir melhorias no algoritmo de detecção e classificação de camada de nuvens e aerossóis. Em Junho de 2010 foi lançada a versão 3 dos dados de nível 1b e 2 respectivamente, possuindo correções e melhorias nos algoritmos de recuperação de valores de AOD, nos processos de classificação de nuvens, e nos processos de determinação de camadas de aerossóis na região da CLP [Vaughan *et al.* (2010a)]. Nessa seção será apresentada um breve histórico dos dados e quais os produtos fornecidos em cada um dos seus níveis.

4.3.4 Dados de nível 1

Os dados de nível 1b consistem em perfis de sinal Lidar geolocalizado e calibrados, além de informações a respeito do calibração, certificado de qualidade e funcionamento dos instrumentos que compõem o sistema CALIOP. A geolocalização para cada perfil Lidar é determinada utilizando a altitude e a posição do satélite por meio do sistema de GPS a bordo.

O CALIPSO gira em torno da Terra em uma órbita circular, contudo a Terra é um esferóide achatado nos pólos, assim, o satélite está relativamente mais próximo da superfície no equador do que nos pólos. Devido à mudanças contínuas no intervalo de distância torna-se necessário um ajuste sucessivo dos controladores do sistema de aquisição de sinal considerando a superfície geoidal da Terra. A precisão da geolocalização e altitude com relação a superfície é de aproximadamente 50 m na horizontal e 10 metros na vertical.

Três tipo de perfis da atmosfera podem ser obtidos com os dados de nível 1b, o perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm, dado pela soma do perfil de retroespalhamento atenuado no canal perpendicular e paralelo em 532 nm, o perfil de retroespalhamento atenuado em 1064 nm e o perfil de retroespalhamento atenuado perpendicular em 532 nm. Esses perfis de retroespalhamento atenuado passam por uma correção devido uma atenuação que o sinal sofre ao percorrer a atmosfera [Hostetler *et al.* (2006)], dada pela equação

$$\beta'(z) = [\beta_p(z) + \beta_m(z)] T_\lambda^2(z) \quad (4.3.1)$$

na qual $\beta_p(z)$ e $\beta_m(z)$ são as contribuição de retroespalhamento devido à partículas e moléculas, respectivamente. $T^2(z)$ é a transmitância no caminho de ida e volta do sinal. A transmitância representa quanto do sinal é atenuado devido à partículas, moléculas e à camada de ozônio, tal que,

$$T^2(z) = T_p^2(z) + T_m^2(z) + T_{O_3}^2(z) \quad (4.3.2)$$

Os produtos dos dados de nível 1b dados pelos perfis de retroespalhamento são então

descritos pelas equações

$$\beta'_{532,total}(z) = [\beta_{\parallel}(z) + \beta_{\perp}(z)] T_{532}^2(z) \quad (4.3.3a)$$

$$\beta'_{532,\perp}(z) = \beta_{\perp}(z) T_{532}^2(z) \quad (4.3.3b)$$

$$\beta'_{1064}(z) = \beta_{1064}(z) T_{1064}^2(z) \quad (4.3.3c)$$

A tabela 4.4 apresenta um resumo dos parâmetros primários fornecidos pelos dados de nível 1b do Satélite CALIPSO.

Tabela 4.4: Resumo dos parâmetros primários do dados de nível 1.

Nível dos Produtos	Parâmetros
Nível 1 b	Perfil de retroespalhamento atenuado total - 532 nm
Nível 1 b	Perfil de retroespalhamento atenuado perpendicular - 532 nm
Nível 1 b	Perfil de retroespalhamento atenuado - 1064 nm

Dos parâmetros primários obtêm-se parâmetros secundários que descrevem propriedades ópticas da atmosfera, como a Razão de retroespalhamento, também conhecida como Razão de cor, dada pela razão entre os coeficientes de retroespalhamento medido em dois comprimentos de onda diferentes, nesse caso específico, o coeficiente de retroespalhamento atenuado total para os canais de 1064 e 532 nm, dado pela expressão 4.3.4. Esse parâmetro fornece uma descrição qualitativa do tamanho das partículas, possuindo valores entre 0 e 1, sendo valores próximos de zero associado à partículas pequenas e valores próximos de 1 representando partículas maiores [Guerrero-Rascado *et al.* (2008), Hair *et al.* (2008), Vaughan *et al.* (2010b)].

$$\chi(z) = \frac{\beta'_{1064}(z)}{\beta'_{532}(z)} \quad (4.3.4)$$

Outro parâmetro que pode ser calculado a partir dos parâmetros primários é a razão

de depolarização, dada pela razão entre os coeficientes de retroespalhamento perpendicular e paralelo, apresentada na equação 4.3.5. Essa razão é utilizada como um indicativo da irregularidade da partícula, e pode ser utilizada para discriminar partículas esféricas e não esféricas, ou ainda, nuvens portando cristais de gelo ou água [Liu *et al.* (2006), Sugimoto e Lee (2006), Hu *et al.* (2007)].

$$\delta(z) = \frac{\beta'_{\perp}(z)}{\beta'_{\parallel}(z)} = \frac{\beta'_{\perp,m}(z) + \beta'_{\perp,p}(z)}{\beta'_{\parallel,m}(z) + \beta'_{\parallel,p}(z)} \quad (4.3.5)$$

4.3.5 Calibração dos dados de nível 1

Além de sofrer uma correção devido à atenuação da atmosfera, o sinal Lidar passa por um processo de calibração. Esse processo consiste em transformar o sinal de potência $P(z)$ (equação 3.2.9) dado em contagem digital, em $\beta'(z)$, tal que

$$\beta'(z) = \frac{z^2 P(z)}{C E G_A} \quad (4.3.6)$$

sendo, C o coeficiente de calibração, E a energia do pulso do Laser e G_A o ganho no sistema de amplificadores eletrônico [Powell *et al.* (2009), Winker *et al.* (2009)]. Para os perfis medidos no canal em 532 nm paralelo, $\beta_{\parallel}(r)$, durante o período noturno no qual não existe influência de ruído solar, é realizada uma calibração padrão da técnica Lidar tomando como base o sinal de espalhamento molecular em grandes altitudes. É calculado o perfil de retroespalhamento a partir do canal paralelo em 532 nm na altitude de 30 a 34 km, obtendo assim o sinal unicamente devido ao retroespalhamento molecular. Essa altitude é escolhida com a garantia de que há pouquíssimo ou nenhum sinal de aerossol, principalmente em grandes valores de latitudes. São utilizados ainda valores da densidade molecular e da seção de choque de retroespalhamento molecular derivados de dados meteorológicos para tais cálculos, fornecidos pelo Centro de Modelagem e Assimilação Global da NASA (GMAO) [Hostetler *et al.* (2006)]. Esse coeficiente de calibração, proporcional a um sinal puramente molecular,

é utilizado para obter um sinal de retroespalhamento do canal em 532 nm paralelo devido unicamente à partículas de aerossol [Powell *et al.* (2009)]. Para perfis medidos durante o dia, possuindo ruídos solares intensos, são realizadas interpolações utilizando o coeficiente de calibração calculado a partir das medidas realizadas durante a noite. O sinal medido no canal em 532 nm perpendicular é calibrado a partir do coeficiente de calibração do sinal no canal paralelo. Contudo para garantir que o sinal medido pelos detectores de ambos os canais é o mesmo é introduzido um polarizador (figura 4.4) na frente do feixe de retorno de 532 nm [Powell *et al.* (2009)].

O sinal de 1064 nm é calibrado a partir da calibração do sinal no canal de 532 nm utilizando como referência sinais de retroespalhamento de nuvens cirrus, uma vez que, o algoritmo de calibração assume que nuvens cirrus são alvos espectralmente neutro. Ou seja, a intensidade do sinal de retroespalhamento não dependerá do comprimento de onda [Vaughan *et al.* (2010b)]. O coeficiente de calibração para 1064 nm é então determinado comparando o sinal de retroespalhamento em 1064 nm com o sinal de retroespalhamento calibrado em 532 nm para uma nuvem cirrus [Hostetler *et al.* (2006)].

O processo de calibração é um dos processos mais importantes para a recuperação de dados do sistema CALIOP uma vez que de acordo com o coeficiente de calibração obtido, o sinal de retroespalhamento e de extinção da atmosfera pode ser subestimado ou superestimado [Winker *et al.* (2009)]. Estudos indicam que pode estar ocorrendo um subestimação de até 6% nos valores de razão de espalhamento devido a influência de aerossóis estratosféricos, o que influenciaria nos processos de calibração dos dados e detecção de camadas de nuvens e aerossóis. Vernier *et al.* (2009) sugerem que o sinal molecular para calibração dos dados do CALIPSO deveria ser tomado a um intervalo de altitude entre 36 e 39 km, região livre de aerossóis estratosféricos.

Outra dificuldade encontrada no processo de calibração do sinal do CALIOP são os excessivos picos de sinais de ruídos gerados devido aos ruídos solares de fundo assim como eventos de raios cósmicos ou fótons de altas energias. Esses eventos de fótons com altas energias podem ocorrer de maneira aleatória, contudo, eles são frequentes na região da Anomalia do Atlântico Sul (SAA), na qual o cinturão de radiação de Van Allen tem a sua maior proximidade da superfície da Terra, região que compreende todo o território brasileiro [Hunt *et al.* (2008, 2009)]. A figura 4.5, do sinal medido pelo CALIOP em função da latitude, retirada do trabalho de Powell *et al.* (2009), mostra a intensidade de ruído de fundo gerado

dentro da região de SAA, e o sinal após a aplicação de filtros computacionais para remoção de ruídos desenvolvidos especialmente para esse região de medida.

São devido a essas dificuldades no processo de calibração e as incertezas associadas devido aos intensos sinais de ruídos que a validação dos dados do CALIOP na região dentro da SAA torna-se tão importante.

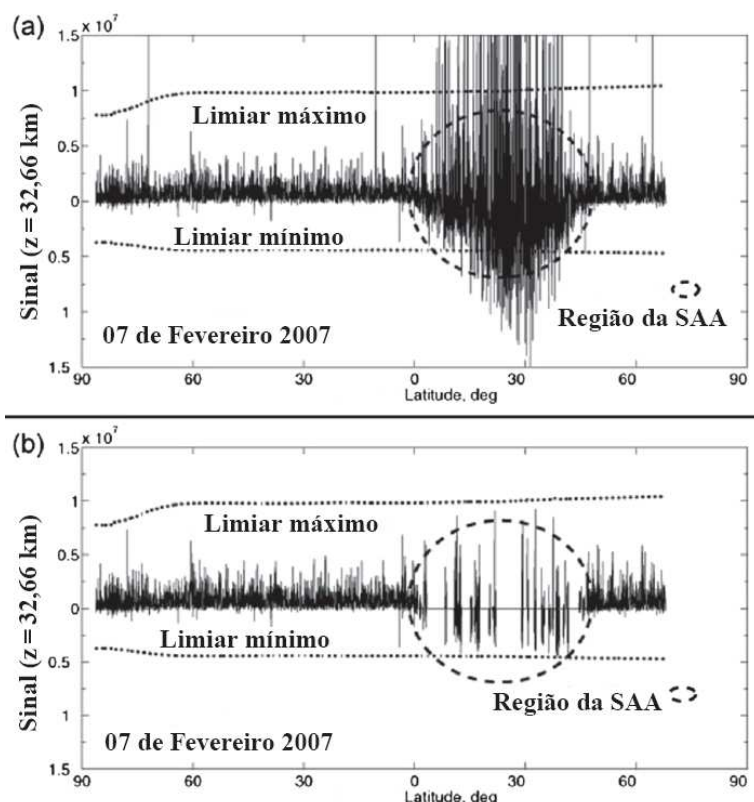


Figura 4.5: Sinal medido pelo CALIOP em função da Latitude referente a altitude de 32,66 km. **(a)** Sinal medido dentro da região da SAA e, **(b)** sinal resultante da aplicação de filtros computacionais nos dados de medidas dentro da SAA. Figura adaptada de Powell *et al.* (2009).

4.3.6 Dados de nível 2

Os dados de nível 2 são divididos em 3 tipos básicos, produtos de camadas, produtos de perfis verticais e produtos de Máscara da Característica Vertical da atmosfera (VFM)¹. Os produtos de camadas fornecem informações a respeito das propriedades de aerossóis e nuvens integrada na coluna vertical. Os produtos de perfis fornecem informações do perfil

¹tradução livre do produto dos dados de nível 2 denominados de *Vertical Feature Mask* (VFM)

vertical de retroespalhamento e extinção da atmosfera para aerossóis em 532 e 1064 nm. Esses dois tipos de produtos, de camadas e perfis, possuem diferentes resoluções uma vez que existe uma dificuldade de detecção do sinal de espalhamento de camadas mais fracas na atmosfera. Já os produtos de VFM foram criados com o propósito de fornecer informações a respeito da localização e tipo de cada uma dessas camadas detectadas, como por exemplo, nuvens cirrus, ou aerossóis marinhos, de queima de biomassa ou poeira desértica, etc. A tabela 4.5 apresenta os produtos obtidos utilizando-se os dados de nível 2.

Tabela 4.5: Resumo dos parâmetros primários do dados de nível 2.

Produtos Nível 2	Parâmetros
Camada de nuvens	Altitude da base e topo, profundidade óptica e fase-água/gelo
Camada de aerossóis	Altitude da base e topo, profundidade óptica e tipo de aerossóis
Perfil de nuvens	coeficiente de extinção e retroespalhamento - 532 nm
Perfil de aerossóis	perfil de extinção e retroespalhamento - 532 e 1064 nm
Máscara de Característica Vertical (VFM)	Máscara de nuvens e fase gelo-água; máscara e tipo de aerossóis

Os dados do nível 2 para camadas de nuvens podem ser encontrado em 3 diferentes resoluções verticais, 0,333; 1 e 5 km. Os dados para camadas e perfis de aerossóis possuem resolução vertical de 5 km. A tabela 4.6 mostra a resolução vertical e horizontal para cada um dos tipo de produtos.

Tabela 4.6: Resolução vertical e horizontal dos produtos dos dados de nível 2.

Produtos Nível 2	Res. vertical (m)	Res. horizontal (km)	Max. altitude (km)
Camada de nuvens	30	0,33; 1 e 5	20
Camada de aerossóis	30	5	30
Perfil de nuvens	60	5	20
Perfil de aerossóis	60	5	30

4.3.7 Processamento do dados de nível 2

O processamento dos dados de nível 2 envolve três principais módulos. Primeiramente são identificados nuvens e aerossóis nos perfis de retroespalhamento atenuado em 532 nm utilizando um algoritmo iterativo que localiza e seleciona os limites dessas entidades geofísicas da atmosfera, entenda-se como entidades geofísicas no contexto desse trabalho as nuvens e aerossóis. Esse algoritmo será referido ao longo do texto como SIBYL, acrônimo do seu nome em Inglês *Selective Iterative Boundary Locator* [Vaughan *et al.* (2009)].

O segundo passo é a aplicação do algoritmo de classificação de cenário, do inglês *Scene Classification Algorithms* (SCA). Esse algoritmo desempenha o papel de classificar as camadas de nuvens e aerossóis previamente detectadas pelo algoritmo SIBYL. A classificação consiste em determinar a fase gelo/água dessas nuvens, e os tipos de aerossóis [Liu *et al.* (2006, 2009)]. A classificação de aerossóis requer ainda um valor inicial para a Razão Lidar dado por um outro algoritmo de seleção da melhor Razão Lidar possível [Omar *et al.* (2009)].

O terceiro passo nesse processo é a determinação dos perfis de retroespalhamento e extinção para partículas de aerossóis pelo algoritmo híbrido de recuperação de extinção, chamado HERA (*Hybrid Extinction Retrieval Algorithm*) [Young e Vaughan (2009)]. Essa recuperação do perfil de extinção depende do valor da transmitância das camadas da atmosfera calculado pelo algoritmo SIBYL, bem como do valor inicial da Razão Lidar dada pelo algoritmo de classificação SCA.

Para o caso em que forem encontradas múltiplas camadas na coluna atmosférica, a classificação do cenário (SCA) e a recuperação da extinção (HERA) são realizada primeiramente

nas camadas mais altas da atmosfera. Em seguida são realizados os processos de classificação e recuperação camada a camada, de acordo com a diminuição da altitude. Garantindo dessa forma que tais processos sejam realizados em sinais corrigidos devido à atenuações das camadas anteriores. A figura 4.6 mostra um fluxograma da interação entre os algoritmos de análise e seus produtos.

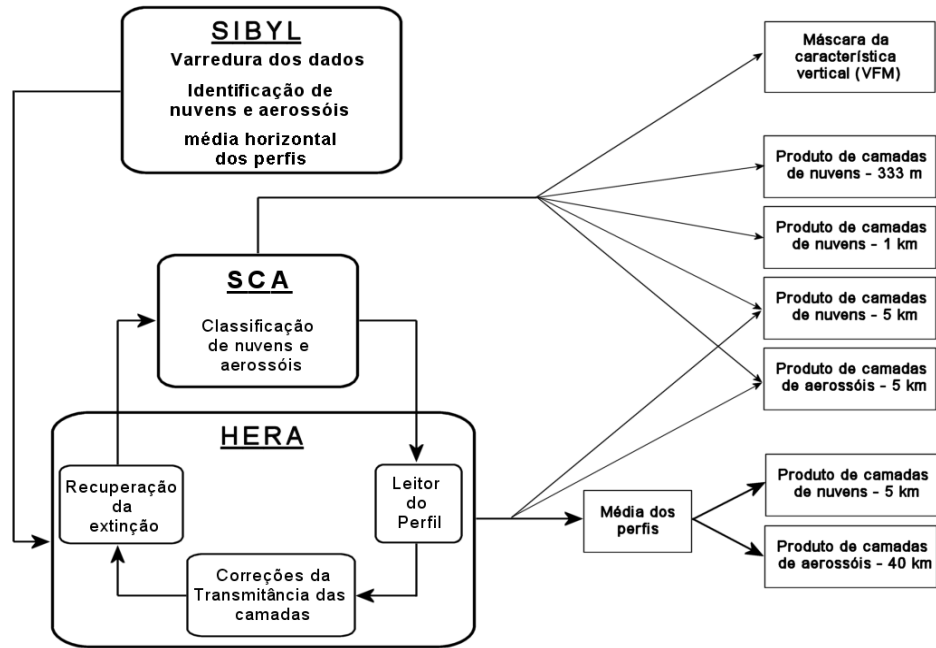


Figura 4.6: Interação entre os três algoritmos principais na determinação dos produtos de nível 2 do Satélite CALIPSO, adaptado de Winker *et al.* (2009)

4.3.8 Relação sinal-ruído

Como o satélite CALIPSO orbita longe da atmosfera, a 705 km de altitude, com uma velocidade de 7 km s^{-1} , e a potência do Laser é limitada pela potência elétrica do sistema, a razão sinal-ruído é muito menor quando comparada à sistemas Lidar montados em laboratórios. Essa razão é extremamente essencial para o bom funcionamento dos algoritmos de recuperação de dados uma vez que, quanto maior o sinal sobre o ruído, maior será a precisão de classificação de camadas fracas de nuvens ou aerossóis. Uma maneira capaz de melhorar a relação sinal-ruído é realizar médias horizontais tomando diversos perfis atmosféricos, contudo, esse processo pode levar à obtenção de médias de perfis sobre camadas inhomogêneas

(sobreposição de nuvens e aerossóis), levando por sua vez à resultados não condizentes com o verdadeiro perfil atmosférico.

O sistema CALIOP possui uma sensibilidade suficientemente grande para detectar a maioria das nuvens dentro da camada limite planetária (CLP) por meio de um único pulso de Laser (resolução de 333 metros), contudo, é necessária a realização de médias horizontais desses pulsos de Laser em alguns quilômetros para ser possível detectar com maior precisão as camadas de aerossóis e camadas de nuvens extremamente finas [Winker *et al.* (2009)]. A figura 4.7 mostra a sensibilidade de detecção das camadas de aerossóis e nuvens de acordo com a resolução das médias horizontais realizadas para aumentar a relação sinal-ruído. Nota-se que a sensibilidade de detecção é menor durante o dia devido aos efeitos da luz solar, além disso, para detectar as camadas de aerossóis torna-se necessária a média em um intervalo de espaçamento horizontal maior que 333 m.

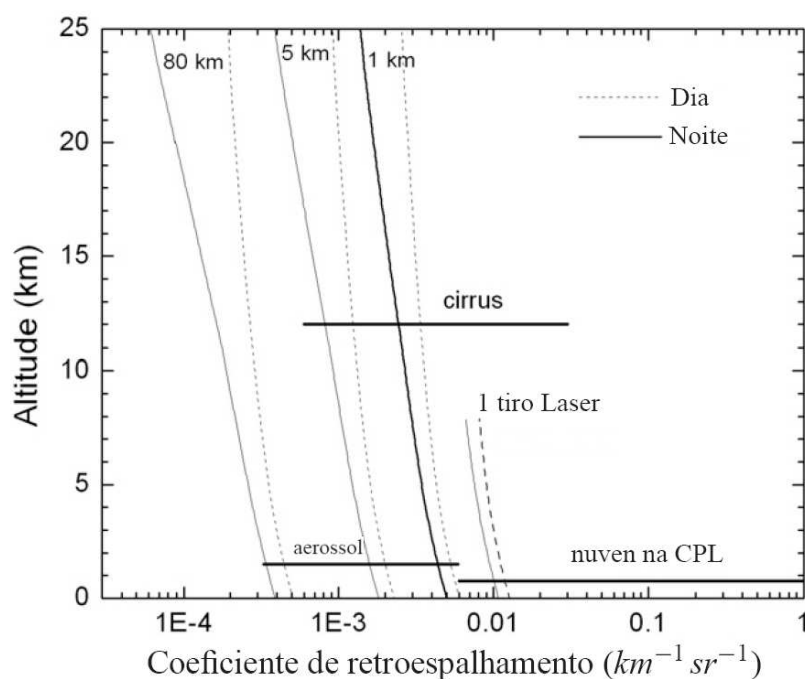


Figura 4.7: Sensibilidade de detecção durante o dia e noite em termos de nuvens e aerossóis em função do intervalo de valores do coeficiente de retroespalhamento, adaptado de Winker *et al.* (2009)

Assim, é realizado um escaneamento dos dados de nível 1b realizando diversas leituras por meio do algoritmo SIBYL, no qual o espaçamento horizontal das médias é aumentado de maneira sucessiva. Para cada leitura, as camadas encontradas em uma resolução espacial

maior, ou seja, menos médias realizadas, são retiradas antes do próximo passo. Essa resolução espacial varia de 1 único perfil, 333 m, passando por resoluções de 1, 5, 20 e 80 km. Logo após a realização dessas médias e identificação das camadas, as mesmas são classificadas e o coeficiente de extinção é recuperado para cada um desses perfis com diferentes resoluções.

4.3.9 Detecção de camadas - Algoritmo SIBYL

Um dos produtos mais importantes do CALIOP é a determinação da altura de entidades geofísicas, tais como nuvens, nuvens estratosféricas, camadas de aerossóis e até mesmo a superfície. O algoritmo denominado SIBYL consiste em determinar, por meio dos dados de retroespalhamento, essas camadas [Vaughan *et al.* (2006, 2009)].

Os dados de nível 1b têm como principal produto o coeficiente de retroespalhamento atenuado total, dado pela equação 4.3.1. Ao invés de utiliza-se diretamente desse produto, preferiu-se a utilização de uma grandeza correlacionada ao espalhamento puramente molecular, pois a estrutura global dos componentes moleculares da atmosfera é bem conhecida e pode-se aplicar modelos confiáveis. É realizada então uma normalização do sinal de retroespalhamento atenuado total com relação ao sinal de retroespalhamento unicamente molecular esperado, obtido por meio dos dados do modelo GMAO da NASA, obtendo assim uma razão denominada Razão de espalhamento, $R'(r)$, dada por

$$R'(z) = \frac{[\beta_{\parallel}(z) + \beta_{\perp}(z)] T_{532}^2(z)}{\beta'_m(z)} = 1 + \left[\frac{\beta_{532,p}(z)}{\beta_{532,m}(z)} \right] T_{532,p}^2(z) \quad (4.3.7)$$

na qual

$$\beta'_m(z) = \beta'_{GMAO}(z) = \beta_{532,m}(z) T_{532,m}^2(z) T_{532,O_3}^2(z) \quad (4.3.8)$$

representa o coeficiente de retroespalhamento molecular atenuado para uma atmosfera livre de aerossóis. Essa normalização do sinal de retroespalhamento total garante que, na ausência de partículas o sinal de retroespalhamento devido aos aerossóis é igual a zero, e a razão de

espalhamento torna-se uma constante igual a 1. Qualquer sinal correspondente ao espalhamento devido à partículas divergirá dessa razão $R'(z)$.

É estabelecido então um limiar para selecionar sinais de retroespalhamento devido a nuvens ou aerossóis a partir da razão de espalhamento. O valor inicial desse limiar, dado pela equação 4.3.9, é baseado no valor de espalhamento molecular atenuado derivado do modelo GMAO, sendo levado em consideração também valores de ruído devido à radiação solar [Vaughan *et al.* (2009)].

$$R'_T(z) = \frac{\beta'_T(z)}{\beta'_{GMAO}(z)} = 1 + C_0 \frac{\beta'_{BKG}(z)}{\beta'_{GMAO}(z)} + C_1 \sqrt{\frac{\beta'_{GMAO}(z_0)}{\beta'_{GMAO}(z)}} \quad (4.3.9)$$

na qual, $\beta'_{BKG}(z)$, $\beta'_{GMAO}(z_0)$ e $\beta'_{GMAO}(z)$ são, as contribuições devido ao ruído solar independente da altitude, a contribuição do sinal molecular no topo do perfil (z_0) e em qualquer outro ponto do perfil ($z \geq z_0$), respectivamente. As constantes C_0 e C_1 são calculadas de maneira empírica variando entre valores de 1,5 e 2 [Vaughan *et al.* (2006, 2009)].

Em cada perfil vertical atmosférico, o topo da camada, seja nuvem ou aerossol, será identificado sempre que o valor da razão de espalhamento $R'(z)$ exceder o valor do limiar $R'_T(z)$, levando em consideração uma certa espessura da camada. A figura 4.8 ilustra o funcionamento do escaneamento de um perfil para detecção de nuvens e camadas de aerossol utilizando a razão de espalhamento. Como pode-se notar, o sinal de $R'(z)$ entre 16 e 30 km oscila aproximadamente em torno do valor 1, como era de se esperar, considerando que nessa altitude há apenas a contribuição de espalhamento molecular. Aproximadamente em 15,5 km ocorre um aumento significativo de $R'(z)$, muito acima de $R'_T(z)$, e é então detectado o topo de uma camada. Enquanto o valor de $R'(z)$ continuar acima de $R'_T(z)$ o algoritmo continua calculando a altitude em que a camada se encontra, e continuará esse cálculo até que o valor de R' pare de decrescer com relação a altura, mesmo $R'(z)$ possuindo um valor menor que $R'_T(z)$. Pela figura 4.8 pode-se notar que após a detecção da nuvem cirrus entre 15,5 e 13 km, ocorre uma atenuação significativa do sinal e a razão de espalhamento passa a ter um valor menor que 1, sendo necessário a realização de um ajuste. Para isso é calculada a transmitância para o caminho de ida e volta da camada detectada e o novo valor da razão de retroespalhamento é ajustado, tal que $R'_{ajustado}(z) = T_{camada}^2 R'_{inicial}(z)$. É possível notar também um pequeno aumento no valor de $R'(z)$ em torno de 2 km, representando uma camada

de aerossol, e logo após essa, um grande aumento no sinal devido ao retroespalhamento na superfície.

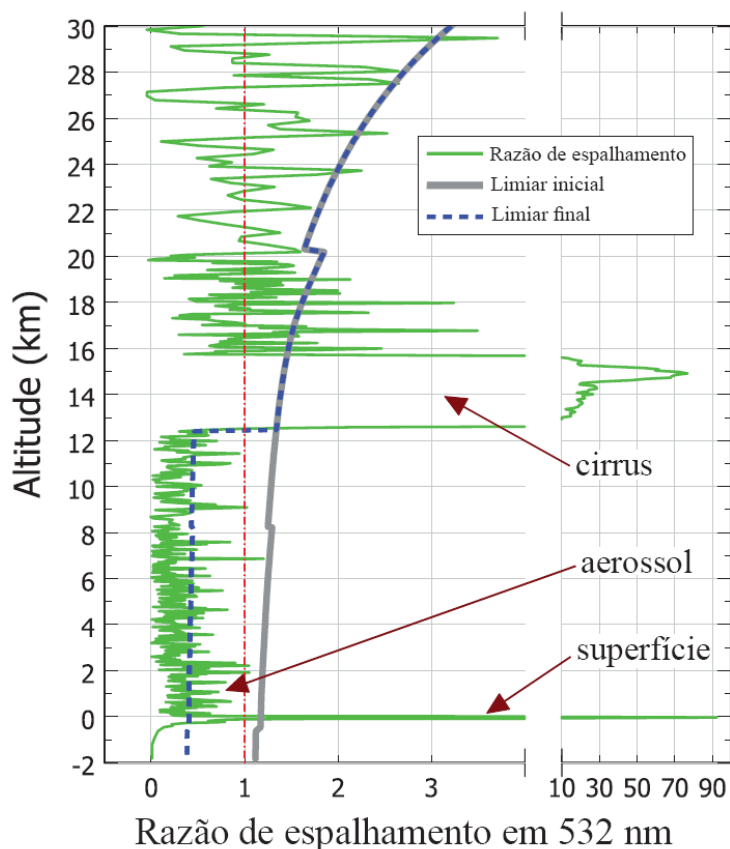


Figura 4.8: Perfil da razão de espalhamento em 532 nm com resolução horizontal de 5 km, adaptado de Vaughan *et al.* (2009). A linha cinza representa o limiar inicial para detecção de camadas. A linha pontilhada em azul representa o limiar modificado após a detecção da primeira camada. Note que para as regiões sem presença de partículas, acima e logo abaixo da nuvem cirrus, a razão de espalhamento permanece constante apesar dos sinais de ruído.

Esse processo é realizado para cada perfil vertical individual. Contudo, existem algumas situações em que torna-se muito difícil detectar camadas extremamente fracas. Em tais casos, são feitas médias nos perfis verticais com uma resolução horizontal de 5 km e então realizado todos os passos descritos anteriormente para a detecção de camadas de nuvens. Uma vez detectados, esses sinais de nuvens são retirados e realizam-se as correções de acordo com a transmitância da camada em questão. Após esses processos, os perfis horizontais de 5 km de resolução são agrupados em 4 ou 16, formando assim perfis com resoluções horizontais de 20 e 80 km, aumentando o contraste para detecção das camadas mais fracas de aerossóis ou de cirrus subvisuais, tais perfis serão então utilizados para a recuperação do perfil de extinção pelo algoritmo HERA.

4.3.10 Classificação de cenário - Algoritmo SCA

Após o algoritmo SIBYL detectar as camadas da atmosfera, são realizados cálculos dos valores médios do coeficiente de retroespalhamento em 532 e 1064 nm em cada uma dessas camadas existentes nos perfis verticais, assim como, cálculos dos valores da razão de cor (equação 4.3.4) e da razão de depolarização (equação 4.3.5). A partir daí começa a entrar em ação o algoritmo SCA para classificar as camadas como sendo nuvens ou aerossóis. A discriminação dessas entidades geofísicas da atmosfera depende de suas propriedades físicas e ópticas medidas pelo sistema Lidar, tais como a intensidade de retroespalhamento, dependência com o comprimento de onda dada pela razão de cor, da razão de depolarização, altitude da camada; e ainda, de parâmetros tais como localidade da medida, estação do ano, e temperatura e pressão nas camadas.

O algoritmo SCA baseia-se em funções densidade de probabilidade (FDPs) multidimensionais escritas em função do coeficiente de retroespalhamento atenuado, da razão de cor atenuada e da altura média dessas camadas para classificar o que são nuvens ou aerossóis. A função densidade de probabilidade multidimensional é escrita como

$$f(\beta'_{532}, \chi', z) = \frac{p_{nuvem}(\beta'_{532}, \chi', z) - p_{aerossol}(\beta'_{532}, \chi', z)}{p_{nuvem}(\beta'_{532}, \chi', z) + p_{aerossol}(\beta'_{532}, \chi', z)} \quad (4.3.10)$$

na qual p_{nuvem} e $p_{aerossol}$ são funções densidade de probabilidade para nuvens e aerossóis, respectivamente, escritas em função das variáveis, coeficiente de retroespalhamento atenuado β'_{532} , razão de depolarização χ' e altitude z . De acordo com Liu *et al.* (2009), a FDP para nuvens e aerossóis utilizada antes do lançamento do CALIPSO foi elaborada tomando como base dados de diversas medidas Lidar a bordo de aviões. Contudo, esse banco de dados foi atualizado após o lançamento do CALIPSO realizando-se uma classificação manual a partir de dados de um dia inteiro de medidas do satélite em 12 de Agosto de 2006. A figura 4.9 apresenta uma distribuição espacial do coeficiente de espalhamento atenuado em função da razão de cor, e a distribuição de ocorrências em função do coeficiente de retroespalhamento atenuado para nuvens (em azul) e aerossóis (vermelho-laranja) dentro de um intervalo de altitude entre 0 e 1 km medido em 12 de Agosto de 2006 .

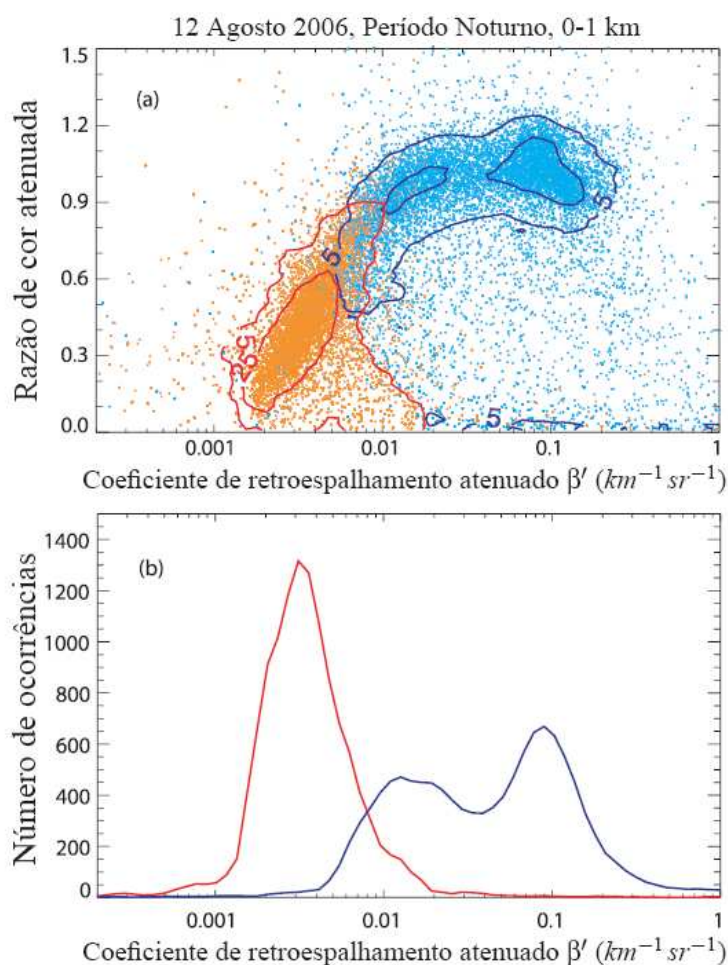


Figura 4.9: (a) Distribuição espacial do coeficiente de espalhamento atenuado e razão de cor atenuada, e (b) Distribuição de ocorrências em função do coeficiente de retroespalhamento atenuado para nuvens e aerossóis medida em 12 de Agosto de 2006 pelo CALIPSO, adaptado de Liu *et al.* (2009).

Pela figura 4.9 nota-se que os aerossóis possuem menores valores para o coeficiente de retroespalhamento atenuado e para a razão de cor quando comparado com nuvens. Os aerossóis tem uma distribuição com moda única centrada aproximadamente em $0,003 km^{-1} sr^{-1}$ e 0,45 para o coeficiente de retroespalhamento e para a razão de cor, respectivamente. As nuvens possuem uma distribuição bimodal centrada aproximadamente em $0,015 km^{-1} sr^{-1}$ e $0,1 km^{-1} sr^{-1}$ para o coeficiente de retroespalhamento e aproximadamente 0,95 e 1 para a razão de cor. Nota-se nessa distribuição uma sobreposição nos valores de coeficiente de retroespalhamento e razão de cor aproximadamente na região entre $0,004 - 0,01 km^{-1} sr^{-1}$ e $0,5 - 0,9$; respectivamente. Essa sobreposição gera uma classificação ambígua levando a possíveis erros ou classificações com pouca confiabilidade, podendo gerar contaminações de

sinais de nuvens em dados de aerossóis dificultando assim o processo de análise dos dados do CALIOP. A tabela 4.7 mostra o desempenho de classificação errônea ou não confiáveis de nuvens e aerossóis pelo algoritmo SCA.

Tabela 4.7: Desempenho da classificação de nuvens e aerossóis em um dia inteiro de medidas do satélite CALIPSO.

Nº total de classificações	Aerossóis classificados como nuvens (%)	Nuvens classificadas como aerossóis (%)	Classificações não confiáveis (%)
299.683 (dia e noite)	3,32	4,13	1,90
128.949 (dia)	3,61	2,67	1,46
170.734 (noite)	3,10	4,13	1,90

Pela tabela 4.7 é possível perceber que a porcentagem de dados classificados de maneira errônea ou que não possuem um alto grau de confiabilidade é baixa, contudo existe. Aerossóis em densas proporções como poeira ou queimadas contribuem sobremaneira para a dificuldade dessas classificações. Aerossóis de poeira provenientes de grandes fontes, como por exemplo a poeira desértica do Saara, possuem características bem similares à nuvens em termos do coeficiente de retroespalhamento atenuado e razão de cor. Essa similaridade pode causar classificações errôneas como o caso mostrado por Pappalardo *et al.* (2010) em um episódio em que poeira proveniente do deserto do Saara foi detectada por diversos sistemas Lidar na Europa, contudo o Satélite CALIPSO classificou essa densa camada como nuvem. São justamente casos como esses, da dificuldade em classificar aerossóis e nuvens, que torna o trabalho de validação e comparação dos dados do CALIOP com outros instrumentos extremamente importante e valioso.

A FDP $f(\beta'_{532}, \chi', z)$ possui valores que variam de -1 até 1. Entretanto, para os produtos de nível 2 do CALIOP, esses valores são apresentados em termos de porcentagem, variando em uma escala de -100 a 100, denominados como pontuação de discriminação de nuvens e aerossóis, que ao longo desse texto será citado como pontuação CAD². A identificação de nuvens e aerossóis são feitas com base no sinal da pontuação CAD. Se $f(\beta'_{532}, \chi', z) > 0$ existe uma probabilidade dos valores de β'_{532}, χ' e z representarem uma nuvem, e então a camada é

²Cloud and aerosol discrimination - CAD é denominação em inglês encontrada na documentação do satélite CALIPSO [Liu *et al.* (2006)]

classificada como nuvem. Se $f(\beta'_{532}, \chi', z) < 0$ a camada é classificada como aerossol. Caso $f(\beta'_{532}, \chi', z) = 0$ existe uma probabilidade igual das grandezas β'_{532}, χ' e z representarem nuvem ou aerossol, assim a camada é classificada como indeterminada. Assim, o valor absoluto da pontuação CAD fornece um nível de confiança para cada classificação, quanto maior o valor da pontuação CAD maior a probabilidade da classificação ser correta. Há ainda pontuações CAD especiais, baseadas em testes com outras grandezas físicas medidas em cada camada, tais como os valores de razão de depolarização. Esses testes são realizados para distinguir possíveis artefatos nas medidas que dificultam na classificação das camadas. Tais valores de pontuação CAD especial são -101, 101, 102 e 103. A tabela 4.8 apresenta a relação dos valores da pontuação CAD, as camadas relacionadas às pontuações CAD especiais, bem como do seu certificado de qualidade (CQ) [Liu *et al.* (2009)].

Tabela 4.8: Relação da pontuação CAD e seu certificado de qualidade (CQ).

CAD	-100 a -1	1 a 100	-101	101	102	103
Camada	Aerossol	Nuvem	Sinal negativo	Nuvem	Cristais de gelo	Alto valor de β'_{532}
Teste	f	f	$-\beta'_{532}$	δ	$\beta'_{532}, \delta, \chi', T$	β'_{532}
CQ	Alta e média, NC	Alta e média, NC	Alta	Média	Alta	NC

O certificado de qualidade é classificado como alto para valores de pontuação CAD entre 70-100, médio para valores entre 20-70 e para os casos não confiáveis (NC) entre 0-20.

4.3.11 Classificação de aerossóis - Algoritmo SCA

Como visto até o momento, após o algoritmo SIBYL detectar e separar as camadas constituintes da atmosfera detectada pelo satélite CALIPSO, o algoritmo SCA fornece a classificação dessas camadas como nuvem ou aerossol. Caberá a esse próprio algoritmo a tarefa de classificar o tipo desses aerossóis e nuvens. Contudo, iremos tratar aqui apenas de aerossóis, que é o foco desse trabalho. Pelo termo “tipo de aerossóis” entende-se como a mistura de aerossóis que compõem uma região específica ou uma massa de ar. A mistura detectada em uma dada localidade depende dos tipos de fontes locais de aerossóis, de fontes remotas e da

trajetória e velocidade de ventos que transportam esses aerossóis, bem como dos processos químicos que ocorrem durante os transportes e absorção de umidade [Winker *et al.* (2009)].

À cada tipo de aerossol, possuindo uma característica distinta, pode ser associado um valor de razão lidar (equação 3.2.19). Dessa forma, esses valores de RL identificados para cada tipo de aerossóis serão utilizados para recuperação do perfil vertical de extinção obtido pelo algoritmo HERA. Além disso, a identificação correta desses valores pode ser muito útil na classificação dos aerossóis como forçantes radiativas naturais ou de fontes antropogênicas.

O modelo de identificação de aerossóis utilizado pelo CALIPSO é derivado de uma análise de cluster dos dados de propriedades ópticas do fotômetro solar da rede AERONET, instalado em diversas localidades, num intervalo temporal de medidas de 1993 até 2002 [Omar *et al.* (2005)]. Essa análise identificou seis tipos representativos de mistura de aerossóis observados com mais frequência pelo sistema AERONET utilizando informações como a distribuição de tamanho dos aerossóis, o termo complexo do índice de refração, o albedo simples e a razão de extinção pelo retroespalhamento de acordo com Omar *et al.* (2005). Sabe-se que a composição e características de cada um desses seis tipos de aerossóis não é inteiramente homogênea dentro das massas de ar, contudo, essa idealização permite com que se tenha uma idéia da distribuição geográfica dos tipos de aerossóis. Esses tipos predominantes são classificados como poeira, aerossóis de queimadas), continental limpo, continental poluído, poeira poluída (mistura de poeira+poluição) e marinho limpo, sendo classificados com valores de razão lidar de acordo com a tabela 4.9

Tabela 4.9: Tipos de aerossóis e seus respectivos valores de razão lidar utilizados pelo algoritmo de classificação de aerossóis do satélite CALIPSO.

Tipos de aerossóis	RL_{532} (sr)	RL_{1064} (sr)
Poeira	40	30
Fumaça	70	40
Continental Limpo	35	30
Continental Poluído	70	30
Marinho Limpo	20	45
Poeira Poluída	65	30

O algoritmo realiza um certo número de testes usando duas grandezas medidas pelo sistema CALIOP para classificar os tipos de aerossóis. A primeira grandeza utilizada é a razão de depolarização, dada pela equação 4.3.5, integrada na camada, também conhecida como razão de depolarização volumétrica,

$$\delta'_v = \frac{\sum_{z_{base}}^{z_{topo}} \beta'_\perp(z)}{\sum_{z_{base}}^{z_{topo}} \beta'_\parallel(z)} = \frac{\sum_{z_{base}}^{z_{topo}} [\beta'_{\perp,m}(z) + \beta'_{\perp,p}(z)]}{\sum_{z_{base}}^{z_{topo}} [\beta'_{\parallel,m}(z) + \beta'_{\parallel,p}(z)]} \quad (4.3.11)$$

na qual z_{base} e z_{topo} são as altitudes da base e topo das camadas identificadas pelo algoritmo SIBYL. A segunda grandeza é o coeficiente de retroespalhamento atenuado, dado pela equação 4.3.1, integrado na camada, tal que

$$\gamma'_{est} = \int_{base}^{topo} [\beta_p(z) + \beta_m(z)] T_\lambda^2(z) \quad (4.3.12)$$

A grandeza γ'_{est} é denominada como coeficiente de retroespalhamento atenuado integrado estimado, pois ele só pode ser calculado como precisão após o completo processo de recuperação dos dados de CALIOP, com a determinação dos valores de RL inicial e recuperação do perfil de extinção dos aerossóis [Vaughan *et al.* (2006)]. Além dessas duas grandezas são utilizadas também informações da localidade e tipo de superfície da localidade medida, como por exemplo oceanos, deserto ou regiões com neve e tundra, formando assim um algoritmo de até 12 passos para determinação do tipo de aerossol mais provável, como mostrado no fluxograma da figura 4.10, adaptada de Omar *et al.* (2009).

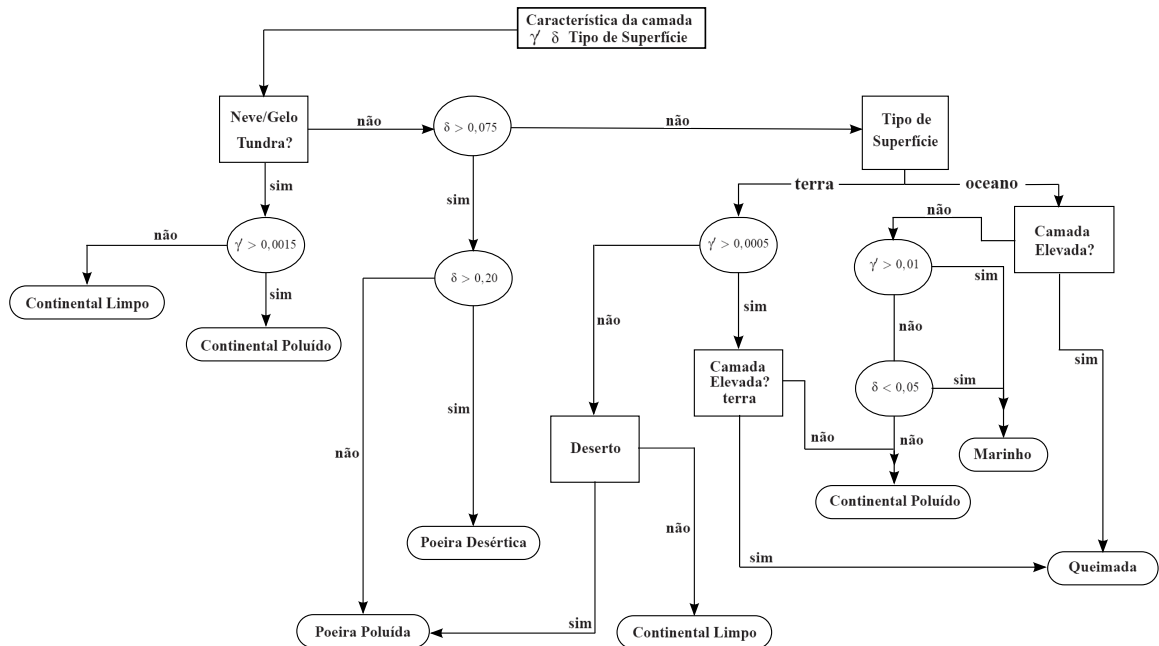


Figura 4.10: Fluxograma do algoritmo de seleção da razão lidar (RL) para aerossóis detectados pelo satélite CALIPSO, adaptado de Omar *et al.* (2009).

Seguindo esse fluxograma, cada camada é associada a um tipo de aerossol e consequentemente a um valor de razão lidar, de acordo com a tabela 4.9. A partir desses resultados o algoritmo HERA pode utilizar esses valores de RL iniciais para a recuperação do perfil vertical de extinção [Young e Vaughan (2009)].

4.3.12 Recuperação do coeficiente de extinção - Algoritmo HERA

Após o algoritmo SIBYL identificar as camadas de entidades geofísicas presente na atmosfera, ele calcula a transmitância no caminho de ida e volta dessas camadas. Em seguida o algoritmo SCA identifica cada uma dessas camadas como sendo nuvens ou aerossóis, classificando os tipos de aerossóis por meio de um valor de razão lidar estimado pelo algoritmo apresentado na figura 4.10 e pelos valores obtidos na tabela 4.9. A partir daí entra em ação o algoritmo HERA, que realiza a recuperação do perfil de extinção devido à partículas na atmosfera utilizando 16 perfis de retroespalhamento atenuado, com resolução horizontal de 5 km cada um (perfazendo um total de 80 km) [Young e Vaughan (2009)]. Esse processo de recuperação do coeficiente de extinção é feito do topo da atmosfera até a superfície, reali-

zando uma correção devida à atenuação do sinal por parte de camadas mais altas.

A atmosfera pode muitas vezes apresentar um cenário complexo, possuindo diversas entidades geofísicas presentes. A figura 4.11 apresenta algumas possíveis situações de cenários atmosféricos dos quais devem ser recuperados o coeficiente de extinção. Quando detectada uma camada em grandes altitudes, como a nuvem cirrus no caso a), a transmitância pode ser calculada facilmente a partir da atmosfera livre antes e depois dessa camada. Corrigindo-se assim a atenuação do sinal para as camadas mais abaixo (caso d)) e utilizando esse valor de transmitância no cálculo de um valor de razão lidar inicial que auxiliará na recuperação da extinção. No caso de ocorrência de nuvens esparsas na atmosfera, como no caso b), são utilizados perfis de um único pulso do laser (resolução de 333 m) para a recuperação do sinal de extinção da camada de aerossóis nessas regiões. Quando camadas de aerossóis são detectadas acima de uma camada de nuvem, caso c), é utilizado o mesmo processo do caso a). No caso e), após a atenuação do sinal devido uma camada densa de nuvem, é necessária uma correção maior do sinal das camadas posteriores, levando à incertezas maiores na recuperação da extinção das camadas sucessivas.

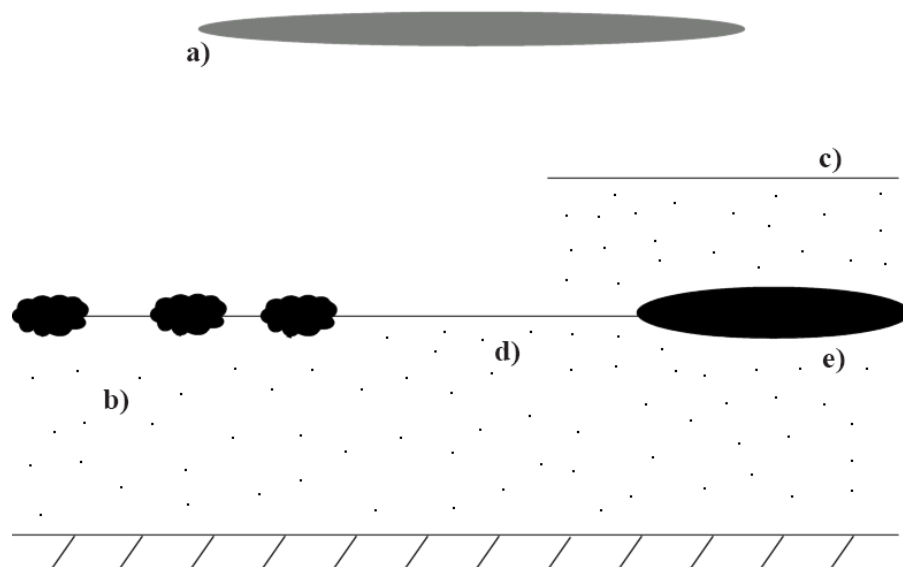


Figura 4.11: Exemplo de cenário atmosférico para a recuperação do coeficiente de extinção: a) Nuvem Cirrus isolada; b) aerossol em uma região limpa e entre nuvens esparsas; c) camada de aerossol acima de uma nuvem densa; d) camada de aerossol abaixo de uma camada em grandes altitudes (Cirrus); e) camada de aerossol abaixo de uma nuvem densa

Quando ocorre um caso em que torna-se possível calcular o valor da transmitância do sinal após uma camada detectada na atmosfera em grandes altitudes, como o caso a) e c) da figura 4.11, pode-se calcular um valor estimado da razão lidar sem qualquer suposição a seu respeito (sem utilizar o algoritmo apresentado na figura 4.10). Nesses caso utiliza-se uma equação que correlaciona o valor do coeficiente de retroespalhamento atenuado estimado e integrado na camada, γ'_{est} , dado pela equação 4.3.12, com a espessura óptica da camada, e conseqüentemente com o termo de transmitância no caminho de ida e volta. Tal equação foi inicialmente deduzida por Platt (1973), e é dada por,

$$\gamma'_{est} = \frac{1 - \exp(-2\tau)}{2RL} \quad (4.3.13)$$

sendo a transmitância no caminho de ida e volta dada por, $T^2 = \exp(-2\tau)$. Tem-se então que

$$\gamma'_{est} = \frac{1 - T^2}{2RL} \quad (4.3.14)$$

Utilizando a equação 4.3.14 obtém-se um valor para a razão lidar inicial, $RL_{inicial}$, a ser utilizada na recuperação do perfil de extinção das camada de aerossóis presente na atmosfera [Vaughan *et al.* (2006)], tal que

$$RL_{inicial} = \frac{1 - \exp(-2\tau)}{2\gamma'_{est}} = \frac{1 - T^2}{2\gamma'_{est}} \quad (4.3.15)$$

Uma vez tendo em mãos o valor da $RL_{inicial}$, é preciso resolver a equação lidar, dada pela equação 3.2.9, que no caso do satélite CALIPSO a equação é normalizada pelo processo de calibração e pelos termos de transmissão da camada de ozônio (equação 4.3.1, 4.3.2 e 4.3.6).

A solução da equação Lidar para o CALIOP pode apresentar divergências do seu correto valor se for utilizada uma estimativa incorreta do valor inicial da razão lidar, ou da função de

múltiplo espalhamento³, ou mesmo na correção da atenuação do sinal para as camadas consecutivas. Embora qualquer uma dessas três quantidades possam ser ajustadas para prevenir a ocorrência de divergência, foi escolhido fazer ajustes no valor da razão lidar inicial caso divergências ocorram, mesmo causando o aumento na incerteza dos valores dessa grandeza [Young e Vaughan (2009)]. Se o algoritmo percebe a ocorrência de divergência na solução da equação ele é automaticamente interrompido e inicia-se uma nova análise utilizando um novo valor inicial para a razão lidar.

A dificuldade de resolver a equação lidar com dois coeficientes desconhecidos, a complexidade do algoritmo SIBYL na detecção de camadas na atmosfera, bem como a grande quantidade de variáveis a serem utilizadas na escolha do valor de razão lidar mais apropriada e conseqüentemente na classificação dos tipos de aerossóis, além das incertezas associadas à recuperação do coeficiente de extinção, é o que torna o trabalho de validação dos dados do Satélite CALIPSO desafiador e de grande importância. A validação dos valores de razão lidar inicial utilizados nesses algoritmos de análise pode garantir um alto controle de qualidade aos produtos do sistema CALIOP.

4.4 Modelo de trajetórias HYSPLIT

O HYSPLIT⁴ é um modelo desenvolvido em conjunto pela Agência Nacional de Administração Oceânica e Atmosférica dos Estados Unidos (NOAA) e Agência de Meteorologia da Austrália, que descreve, por meio de simulação computacional, tanto as simples trajetórias de massas de ar quanto os complexos processos de dispersão e deposição de partículas [Draxler e Hess (1998)]. Nesse modelo as dispersões de poluentes são calculadas assumindo uma dispersão tanto de partículas quanto de parcelas de ar. No modelo de dispersão por partículas um número inicial de partículas são advectadas em função do modelo de campo de ventos e componentes de turbulência. Já no modelo de parcelas de massa de ar, essas parcelas se expandem até um certo domínio e se separam em diversas novas parcelas de ar. O HYSPLIT utiliza como configuração padrão a distribuição de parcelas de massas de ar na horizontal combinada com a dispersão de partículas na vertical. Assim o modelo consegue

³Atualmente nos dados do CALIPSO, o termo de múltiplo espalhamento é considerado constante, estudos da implementação desse termo então sendo desenvolvidos

⁴HYSPLIT é um acrônimo para Modelo híbrido de trajetórias lagrangianas integradas para partículas, no inglês Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory.

uma maior precisão da dispersão vertical aliada a um número cada vez maior de parcelas de massa de ar na horizontal, representando então a distribuição dos poluentes.

Esse modelo pode ser utilizado interativamente na internet acessando o próprio servidor de dados meteorológicos do sistema HYSPLIT, encontrado no seguinte endereço eletrônico, <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>, ou ainda instalado no computador, utilizando assim o modelo com pacotes meteorológicos previamente obtidos pela página eletrônica do HYSPLIT. Contudo, a versão da internet possui algumas limitações para evitar uma sobrecarga no servidor de acesso. Nesse trabalho, o HYSPLIT foi utilizado unicamente para identificar as trajetórias das parcelas de ar na região entre as trajetórias do Satélite CALIPSO e os locais de medidas do sistema da AERONET e o sistema MSP-Lidar. Como dados de entrada foram utilizados as coordenadas de latitude e longitude da localidade em que os instrumentos Lidar ou fotômetro solar encontram-se instalados e as coordenadas da trajetória do Satélite CALIPSO em uma região de até 100 km de resolução horizontal, ou seja, 20 perfis de 5 km de resolução horizontal centrado no local de maior aproximação do satélite com a localidade em questão. Escolhendo-se também a direção das trajetórias, para frente ou para trás na escala temporal, o modelo de distribuição vertical de campo de ventos e a altura de início dessas trajetórias.

Capítulo 5

Algoritmos para análises e cálculos

Ao longo desse trabalho foi escrito um algoritmo utilizando o programa *Mathematica*© para o desenvolvimento da metodologia de seleção dos dados a serem analisados e o desenvolvimento das análises em si. Esse algoritmo pode ser dividido em três partes, a primeira que localiza e traça todas as trajetórias de passagens do satélite CALIPSO, a segunda que separa as medidas coincidentes entre os instrumentos e a terceira que seleciona os dias de medidas coincidentes com condições livres de nuvens e calcula os centróides de retroespalhamento que serão utilizados para traçar as trajetórias de massas de ar utilizando o modelo HYSPLIT. Nesse capítulo será descrito o funcionamento de cada uma das partes desse algoritmo, além do algoritmo para o cálculo dos valores mais apropriados de RL inicial.

5.1 Algoritmo localizador de passagens do CALIPSO - COVERLAI

O objetivo principal desse trabalho é correlacionar os dados do satélite CALIPSO com dados de medidas realizadas por instrumentos em superfície terrestre, assim, uma vez escolhidas as localidades em que foram realizadas as medidas é necessário a determinação dos dias e horários de passagens do satélite por cada uma delas, para então, determinar os dias de medidas coincidentes entre os instrumentos.

Desenvolveu-se um algoritmo, denominado COVERLAI (*CALIPSO Overpass Locator Algorithm*), para identificação das datas e horários de passagens do CALIPSO em qualquer localidade pré-determinada assim como as distâncias entre eles. Esse algoritmo uti-

liza como dados de entrada valores de latitude e longitude das trajetórias do CALIPSO fornecidos pelo Centro de Pesquisa Langley-NASA em sua página eletrônica <http://www-calipso.larc.nasa.gov/tools/overpass/coords/>, assim como valores da latitude e longitude da localidade escolhida. É utilizado um pacote com dados geodésicos com padrão ITRF00 [Wolfram (2011)], fornecido pelo próprio *software Mathematica* para o cálculo das distâncias entre a localidade escolhida e cada ponto de trajetória do CALIPSO, para em seguida ser selecionado o menor valor, representando a menor distância entre as trajetórias e o local de medida. Como produto final é fornecida a menor distância entre a trajetória do CALIPSO e a localidade escolhida, seu horário em UTC (Tempo Universal Coordenado, em inglês *Universal Time Coordinated*) para cada dia do ano e suas coordenadas, exemplificado na tabela 5.1. São geradas também as trajetórias de um dia completo do satélite, apresentado na figura 5.1, permitindo a fácil visualização de suas trajetórias diárias.

Tabela 5.1: Dados de saída do algoritmo COVERLAI para a determinação das trajetórias diárias do satélite CALIPSO.

Distância (km)	Dia	Mês	Ano	Horário (UTC)	Latitude	Longitude
93,23	19	Ago	2007	17:30:30	-9,679	-55,277

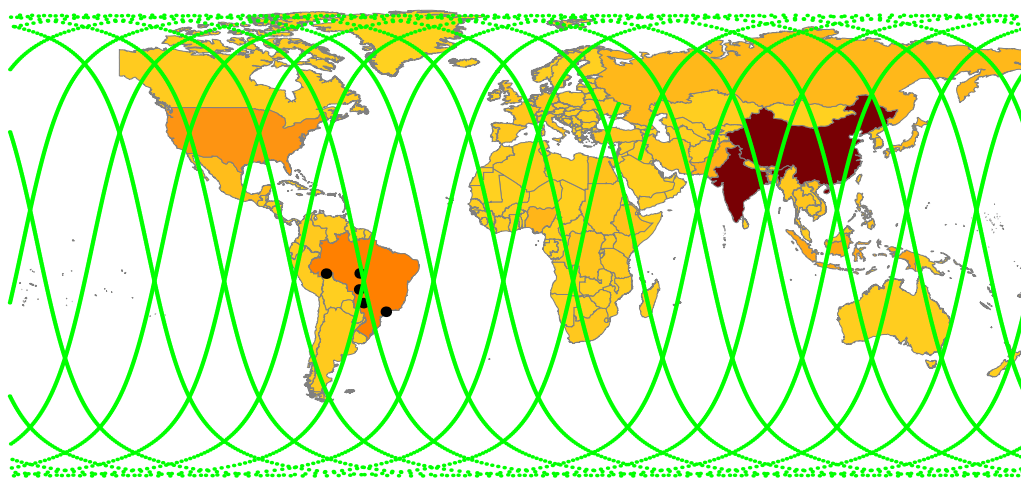


Figura 5.1: Trajetória do satélite CALIPSO para o dia 19 de Agosto de 2007 como produto do algoritmo COVERLAI. A linha verde representa as trajetórias e aos pontos pretos no território brasileiro simboliza as 5 localidades escolhidas nesse trabalho.

5.2 Algoritmo de seleção de medidas coincidentes - MCSA

Nem todas as trajetórias do satélite CALIPSO satisfazem as condições que serão proposta como metodologia desse trabalho, logo, faz-se necessário a seleção dos dias medidas coincidentes entre os instrumentos instalado em superfície e o satélite, satisfazendo ainda certos intervalos de distâncias entre eles, como será explicado na metodologia apresentada no capítulo 6. Dessa maneira, foi desenvolvido um algoritmo denominado MCSA (*Multi-instrumental Coincidence Selection Algorithm*) que seleciona os dias de medidas coincidentes entre os instrumentos utilizados nesse trabalho num certo intervalo temporal e espacial. Como dados de entrada desse algoritmo são utilizados os produtos gerados pelo algoritmo COVERLAI, sendo eles a distância entre os pontos da trajetórias de passagens do satélite e as localidades escolhidas, assim como os horários de maior aproximação, como apresentado na tabela 5.1. São considerados como dados de entrada também, os produtos de nível 2.0 fornecidos pela rede AERONET com datas e intervalos temporais de medidas do fotômetro solar, para as localidade de AF, CB, CG e RB; já para a localidade de SP são incluídas as datas e intervalos temporais de medidas realizadas com o sistema MSP-Lidar, correlacionando assim as medidas coincidentes entre os três instrumentos. Ainda, são incluídas como condições de contorno iniciais valores máximos de intervalos temporais de medidas dos instrumentos, ΔT , e a distância máxima entre as coordenadas de trajetórias do satélite e da localidade escolhida, ΔD . Dessa forma, o algoritmo gera os dias de medidas coincidentes entre os instrumentos em cada localidade satisfazendo as condições de distâncias máximas e intervalos temporais de medidas propostas na metodologia desse trabalho.

5.3 Algoritmo de leitura de camadas de nuvens e aerossóis - CLARA

Baseado nos dados de medidas coincidentes fornecidos pelo algoritmo MCSA foram obtidos os dados de nível 2-Versão 3 do satélite CALIPSO tanto para camadas de nuvens quanto para camadas de aerossóis para realizar a seleção dos dias de medidas com condições atmosféricas livre de nuvens e verificação da qualidade dos produtos de camadas de aerossóis. Esses dados de nível 2 podem ser obtidos na página eletrônica <http://www->

calipso.larc.nasa.gov/search/. Nessa página eletrônica é possível obter tanto os dados de nível 1b quanto os de nível 2, escolhendo ainda o intervalo temporal e espacial de medidas.

Nas análises de camadas de nuvens são utilizados os dados de nível 2-Versão 3 para camadas de nuvens com resolução horizontal de 5 km. Para garantir uma representatividade dos dados medidos pelo sistema CALIOP são escolhidas regiões de medidas com resolução espacial de 100 km, o que é equivalente a 20 arquivos com resolução horizontal de 5 km cada. A figura 5.2 mostra a fatia da trajetória referente aos dados de medidas obtidos próximo a Alta Floresta (trajetória em verde na figura a esquerda) e a região de 100 km de resolução horizontal utilizada nas análises de camadas de nuvens, representada pela trajetória em preto no mapa a esquerda. A figura a direita mostra a região de 100 km de trajetória, na qual cada ponto em vermelho representa a coordenada central de cada produto com resolução horizontal de 5 km.

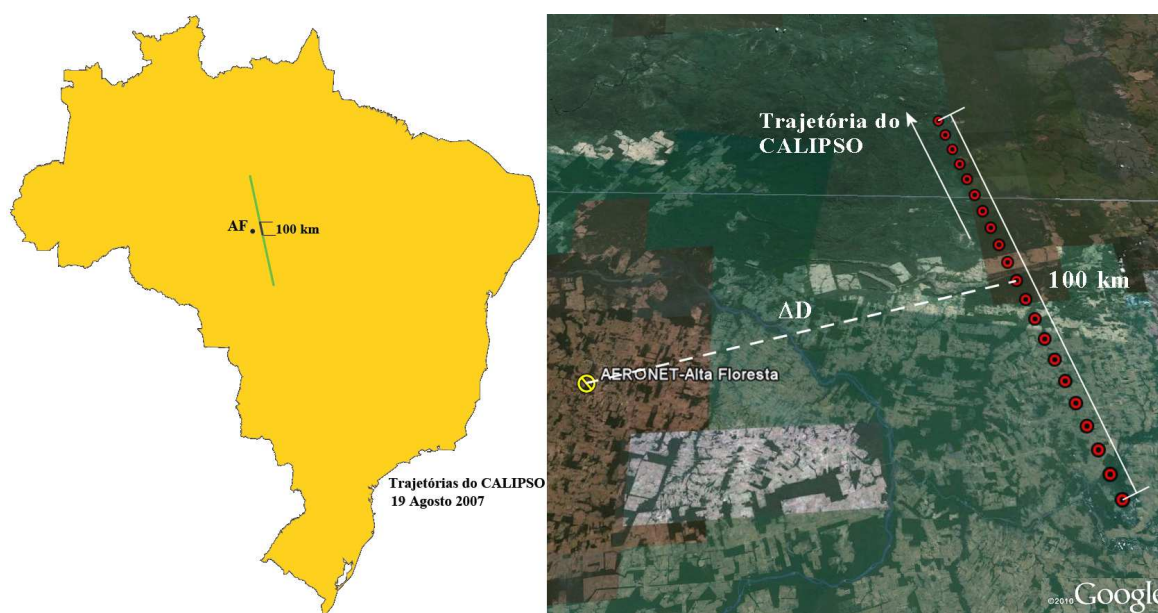


Figura 5.2: Trajetória do satélite CALIPSO em 19 de Agosto de 2007 próximo a região de Alta Floresta. Na figura a esquerda a trajetória em verde representa a fatia de dados obtidos no banco de dados da NASA. O detalhe em preto na figura a esquerda e os pontos em vermelho do mapa a direita representam a região analisada de 100 km de resolução horizontal.

Dessa forma, desenvolveu-se um algoritmo denominado CLARA (*Cloud Aerosol Reader Algorithm*) que realiza a leitura e identificação do número de camadas de nuvens presentes em cada um dos perfis de 5 km de resolução horizontal em um intervalo espacial próximo da

localidade escolhido. O algoritmo realiza inicialmente a leitura das coordenadas de latitude e longitude da trajetória do CALIPSO e faz um recorte da região de interesse correspondente a 100 km de resolução horizontal. Em seguida são feitas análises do número de camadas detectadas (NCD) (em inglês *Number layers found*) utilizando dados de nível 2 para camadas de nuvens. O produto NCD representa o número de camadas detectadas e selecionadas pelo algoritmo SIBYL e classificadas como camadas de nuvens pelo algoritmo SCA do CALIOP [Hostetler *et al.* (2006), Vaughan *et al.* (2006)]. Quando detectados valores de NCD iguais a zero significa que nenhuma camada classificada como nuvem foi encontrada, representando uma condição de céu limpo. Os dias classificados com tais condições são selecionados e para análises das camadas de aerossóis, contudo, utilizando os dados de nível 2-Versão 3 para camadas de aerossóis com resolução horizontal de 5 km na mesma região espacial utilizada no primeiro processo. Quando o algoritmo detecta uma ou mais camadas de aerossóis são armazenadas informações da quantidade, altura inicial e final dessas camadas, assim como a sua pontuação CAD. Se detectada camadas de aerossóis como valores de pontuação CAD confiáveis, esses dias são selecionados para posteriores análises.

O algoritmo CLARA calcula ainda os valores dos centróides de retroespalhamento para cada perfil utilizando dados de nível 2 tanto para camadas quanto para perfis de aerossóis. Dos dados de perfis de aerossóis são obtidas informações da altitude de acordo com sua resolução vertical, denominada z_i , e os valores do sinal de retroespalhamento total atenuado em 532 nm medido na altitude z_i , denominado de x_i . Já os dados de nível 2 para camadas de aerossóis irão fornecer as altitudes iniciais e finais de cada camada. Assim, unindo essas informações, são calculados os valores dos centróides de retroespalhamento dentro dos limites de cada uma dessas camadas de aerossóis detectadas, utilizando a seguinte expressão

$$C = \frac{\sum_{i=1}^N x_i z_i}{\sum_{i=1}^N x_i} \quad (5.3.1)$$

Esses valores de centróides de retroespalhamento serão posteriormente utilizados como valores de altitudes iniciais para gerar as trajetórias de massas de ar utilizando o modelo HYSPLIT. É apresentado na figura 5.3 um fluxograma de funcionamento dos algoritmos

COVERLAI, MCSA e CLARA .

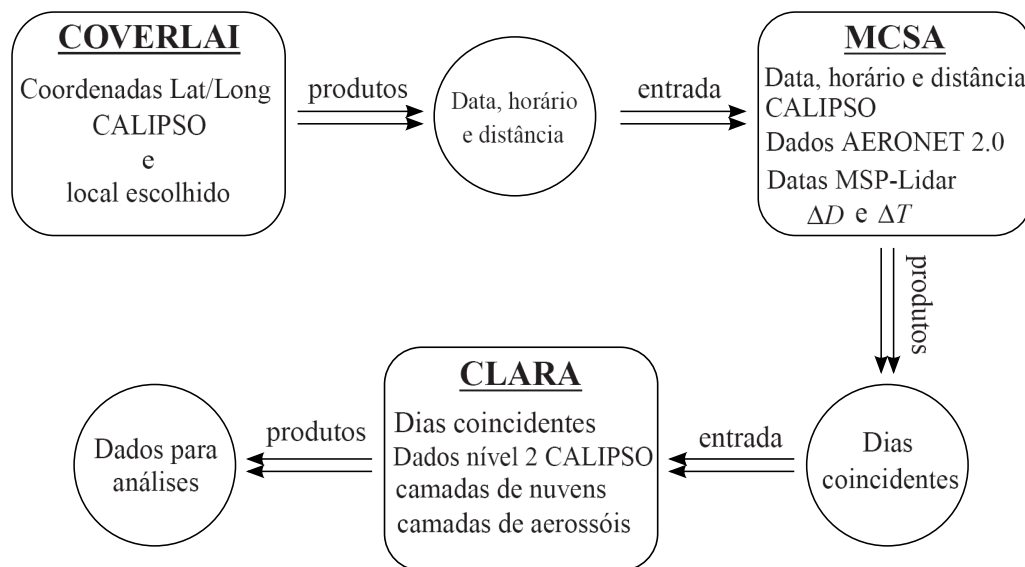


Figura 5.3: Fluxograma dos algoritmos implementados para seleção dos dados de análise no processo de validação dos dados do Satélite CALIPSO.

5.4 Algoritmo do Modelo Aeronet/Caliop - cálculo da razão lidar

Após realizar todos os processos apresentados pelo fluxograma dos algoritmos para seleção dos dados de análise no processo de validação dos dados do Satélite CALIPSO, serão realizados os cálculos dos valores dos razão lidar utilizando os dados de AOD obtidos por meio dos fotômetros solares e dados do sinal de retroespalhamento medidos pelo CALIPSO, para então serem feitas as comparações desses valores com aqueles de razão lidar utilizados a priori pelos algoritmo HERA do sistema CALIOP.

O primeiro passo a ser realizado é o cálculo de profundidade óptica dos aerossóis utilizando, preferencialmente, os dados de nível 2 da rede AERONET, pois os mesmos passam por um processo de calibração antes e depois das medidas, além de serem retiradas todas as contaminações por nuvens e possuir um certificado de qualidade garantido pela equipe da NASA/GSFC. Diferentemente dos dados de nível 1.5, que também passam por um processo de retiradas de sinais de nuvens, mas não necessariamente o processo de calibração é

aplicado [Holben *et al.* (2011)]. Esses dados de AOD de nível 2 da AERONET são obtidos na página eletrônica <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/> e apresentam valores de espessura óptica para diferentes comprimentos de ondas medidos. Nesse trabalho são utilizados os valores de AOD para 675, 500 e 440 nm para calcular, por meio de um processo de interpolação, os valores de AOD em 532 nm.

Inicialmente calcula-se os valores de Expoente de Ångström, $\overset{\circ}{a}$, dado pela equação 3.2.6. O Expoente de Ångström descreve uma relação entre as profundidades ópticas e os comprimentos de onda de 675 e 440 nm, tal que

$$\overset{\circ}{a} = -\frac{\log\left[\frac{\tau_{440}}{\tau_{675}}\right]}{\log\left[\frac{440}{675}\right]} \quad (5.4.1)$$

O termo $\overset{\circ}{a}$ é utilizado no processo de interpolação para obter-se o valor de AOD para o comprimento de onda de 532 nm, que é o mesmo comprimento de onda utilizado no sistema Lidar, tanto do CALIPSO quanto no MSP-Lidar, sendo

$$\frac{\tau_{532}}{\tau_{500}} = \left[\frac{532}{500}\right]^{-\overset{\circ}{a}} \Rightarrow \tau_{532,AERONET} = \tau_{500} \left[\frac{532}{500}\right]^{-\overset{\circ}{a}} \quad (5.4.2)$$

obtendo-se assim a profundidade óptica em 532 nm. Essa interpolação torna-se necessária pois o fotômetro solar não realiza medidas da AOD em 532 nm mas sim em 500 nm. O próximo passo nesse processo é a realização do cálculo da razão lidar utilizando os valores de AOD obtidos pelo fotômetro solar.

Como visto no Capítulo 4, nas seções 4.3.10 e 4.3.12, os valores de RL iniciais utilizados pelo CALIOP podem ser obtidos por meio de dois processos, o primeiro quando encontradas camadas em grandes altitudes sendo possível a obtenção dos valores de transmitância, e assim, realizando o cálculo dos valores de RL por meio da equação 4.3.15, utilizando os valores de transmitância T de acordo com essas camadas. O segundo método, quando não há presença de camadas em grandes altitudes, leva em consideração valores de coeficiente de

retroespalhamento e razão de depolarização, ambos integrados na coluna atmosférica, além de informações do tipo de superfície e localidade de medida. Nesse contexto, o propósito do algoritmo do Modelo A/C (AERONET/CALIOP) é calcular os valores de RL iniciais mais apropriados utilizando os valores de AOD obtidos pelas medidas do fotômetro solar dado pela equação 5.4.2, e valores de coeficiente de retroespalhamento atenuado integrado medido pelo CALIOP (γ'), de maneira que a equação 4.3.15, pode ser reescrita como

$$RL_{A/C} = \frac{1 - \exp(-2 \tau_{aeronet})}{2 \gamma'_{caliop}} \quad (5.4.3)$$

Por meio dessa equação são calculados os valores de RL para cada um dos perfis de 5 km de resolução horizontal na região de 100 km como aquela apresentada na figura 5.2. Esses valores de RL obtidos pelo modelo A/C serão comparados àqueles valores utilizados a priori na determinação do perfil de extinção pelo algoritmo HERA, permitindo assim uma avaliação quantitativa do funcionamento do conjunto de algoritmos do CALIOP e o grau de qualidade dos seus produtos.

Capítulo 6

Metodologia

Tão importante quanto os resultados de um trabalho de validação de dados de medidas de satélite é o desenvolvimento de uma metodologia desse processo de validação. Nesse capítulo será dada uma descrição da metodologia para a validação dos dados do sistema CALIOP utilizando os dados do sistema AERONET e do MSP-Lidar, desenvolvida com colaboração do pesquisador Mark Vaughan, pesquisador do Centro de Pesquisas Langley da NASA, responsável pelo desenvolvimento e aprimoramento do algoritmo de análise dos dados do sistema CALIOP.

O primeiro passo no desenvolvimento dessa metodologia de validação foi decidir quais os locais de medidas a serem obtidos os dados dos sistemas instalados em superfície terrestre. É sabido que o funcionamento do algoritmo de classificação de aerossóis do sistema CALIOP baseia-se em estudos dos mais prováveis tipos de aerossóis presentes na atmosfera utilizando dados do fotômetro solar da rede AERONET [Omar *et al.* (2009)], assim as localidades de Rio Branco (RB), Alta Floresta (AF), Cuiabá (CB) e Campo Grande (CG) foram escolhidas por possuírem instalações dessa rede de fotômetros em funcionamento. As regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil, a quais essas cidades pertencem, possuem um vegetação predominante de cerrado e floresta tropical, bem como inúmeras áreas de pastagens suscetíveis a queimadas durante a chamada estação seca (Maio-Outubro), apresentando um tipo de aerossol característico durante essa época do ano [Echalar *et al.* (1998), Artaxo *et al.* (2002), Schafer *et al.* (2002), Omar *et al.* (2005), Cattrall *et al.* (2005)], ajudando no processo de validação. A localidade de São Paulo (SP) foi escolhida não só por possuir um fotômetro solar em funcionamento, mas também por ter um sistema Lidar de retroespalhamento elástico com algumas semelhanças ao sistema do CALIOP, e por ter uma atmosfera

carregada de aerossóis provenientes de diversas fontes diferentes, além de ser alvo de diversos estudos para caracterização dos mesmos [Landulfo *et al.* (2007, 2008, 2009, 2010), Miranda e Andrade (2005), Rosário *et al.* (2008), Castanho *et al.* (2008)].

Após a escolha dos locais a serem estudados são utilizados o algoritmo COVERLAI para identificação das datas e horários de passagens do satélite em quaisquer localidades e distâncias.

De acordo com Kovacs (2006), a correlação entre medidas de instrumentos a bordo de satélites e aqueles instalados em superfície diminui em 20% para distâncias acima de 200 km de separação e 10% para distâncias de até 140 km, levando em consideração uma diferença temporal entre as medidas de até uma hora. Segundo Anderson *et al.* (2003b) uma boa correlação se dá em intervalos de tempo e espaço de até 3 horas e 60 km, e uma correlação aceitável se dá em intervalos de tempo e espaço de até 6 horas e 120 km. Assim, foram escolhidos inicialmente apenas os dias de medidas concomitantes, com intervalos de distância menores e iguais a 55 km, entre o satélite CALIPSO e os fotômetros solares para RB, AF, CB e CG, e entre o satélite CALIPSO, o fotômetro solar e o sistema MSP-Lidar para SP, garantindo uma condição de baixa variabilidade dos aerossóis na escala horizontal da atmosfera. A seleção dos dias de medidas coincidentes que satisfazem tais condições de distâncias, vinculadas com as condições de medidas num intervalo de tempo de até 4 horas, centrado no horário de maior aproximação do satélite CALIPSO com relação a localidade em questão, foi realizada pelo algoritmo MCSA.

Tendo em mãos os dados de medidas concomitantes, foram feitas análises de alguns produtos dos dados de nível 2 do sistema CALIOP. O algoritmo denominado CLARA realizou a leitura desses dados de nível 2 para camadas de nuvens em uma grade de 100 km de resolução horizontal, ou seja, o equivalente a 20 arquivos com resolução horizontal de 5 km cada (tabela 4.5 e figura 5.2). Em seguida, para cada dia de medida selecionou-se os arquivos cujo o número de camadas apresentaram valores iguais a zero, representando a ausência de nuvens (condição de céu limpo), e realizou-se um processo de análise da pontuação CAD para tais camadas, verificando o grau de confiabilidade da sua classificação. Pontuações com valores entre 70 e 100 são confiáveis e representam uma grande probabilidade de que essas camadas sejam constituídas em sua maioria por nuvens [Liu *et al.* (2009)].

Como o propósito desse trabalho é validar os valores de RL iniciais para camadas de aerossóis utilizados pelo algoritmo HERA, os dias de medidas contaminados por nuvens foram

descartados das análises posteriores. Assim, fazendo uso dos dados de medidas com condição de céu limpo, o algoritmo CLARA utilizou os dados de nível 2 para camadas de aerossóis com resolução horizontal de 5 km, no mesmo intervalo espacial do processo de identificação de nuvens, para a verificação da quantidade e altitudes das camadas de aerossóis presentes e seus respectivos valores de pontuação CAD. Os perfis detectados como camadas de aerossóis e que apresentaram pontuações CAD menores que 50 foram descartados por não possuírem um alto grau de confiabilidade (confira seção 4.3.10). Esses mesmos dados de camadas de aerossóis também foram utilizados para o cálculo dos centróides de retroespalhamento, que representam a altitude média das camadas de aerossóis previamente detectadas. Tais valores foram utilizados como alturas iniciais para calcular os perfis das trajetórias de parcelas de massa de ar, verificando então a direção de deslocamento dessas parcelas. As trajetórias de massas de ar foram calculadas pelo modelo HYSPLIT utilizando como dados de entrada as coordenadas de latitude e longitude das trajetórias do Satélite CALIPSO e os centróides de retroespalhamento como alturas iniciais do deslocamento das parcelas de massas de ar. Após todo esse processo de seleção e classificação de camadas de aerossóis, selecionou-se apenas os dias de medidas nos quais tais parcelas foram transportadas da região em que o sistema CALIOP realizou medidas para a localidade em que encontram-se os instrumentos de medidas instalados em superfície. O objetivo de todo esse processo de seleção é a garantia das melhores condições para análise das camadas de aerossóis sem a contaminação por sinais de nuvens.

Após esse processo foram calculados os valores de AOD ($\tau_{aeronet}$) para o comprimento de onda de 532 nm fornecidos pelos dados de nível 2 dos fotômetros solares da AERONET instalados nas cinco localidades escolhidas. Foram calculados também os valores do coeficiente de retroespalhamento atenuado integrado na camada de aerossóis, γ' , dado pela equação 4.3.13, utilizando os dados do sistema CALIOP após todo processo de recuperação do perfil de extinção realizado pelo conjunto de algoritmos do satélite, para cada um dos perfis de 5 km de resolução horizontal dentro da região de 100 km de medidas. Nesse caso, foram utilizados valores de coeficiente de retroespalhamento atenuado integrado não mais estimado, mas sim, os valores reais medidos (veja equação 6.0.2) por meio dos valores de RL iniciais utilizados pelo CALIOP e também valores de profundidade óptica das camadas de aerossóis detectadas, τ_{caliop} . Aplicando essas duas grandezas na equação 4.3.15 obtém-se os valores de RL pelo modelo Aeronet/Caliop proposto nesse trabalho, tal que

$$RL_{A/C} = \frac{1 - \exp(-2 \tau_{aeronet})}{2 \gamma'_{caliop}} \quad (6.0.1)$$

na qual o coeficiente de retroespalhamento atenuado integrado após todo o processo de recuperação dos dados medidos pelo CALIOP, γ'_{caliop} , e dado por

$$\gamma'_{caliop} = \frac{1 - \exp(-2 \tau_{caliop})}{2 RL_{inicial,caliop}} \quad (6.0.2)$$

Esses valores de $RL_{A/C}$ calculados pelo modelo A/C foram por sua vez comparados aos valores de RL utilizados inicialmente pelo CALIOP, $RL_{inicial,caliop}$, no processo de recuperação do perfil de extinção da atmosfera (seção 4.3.11 e 4.3.12). Para a localidade de SP, além da comparação entre os valores da RL obtidos pelo modelo A/C e CALIOP, foram também comparados os valores de RL obtidos por meio de medidas com o sistema MSP-Lidar. A figura 6.1 mostra um fluxograma das etapas realizadas nesse trabalho.

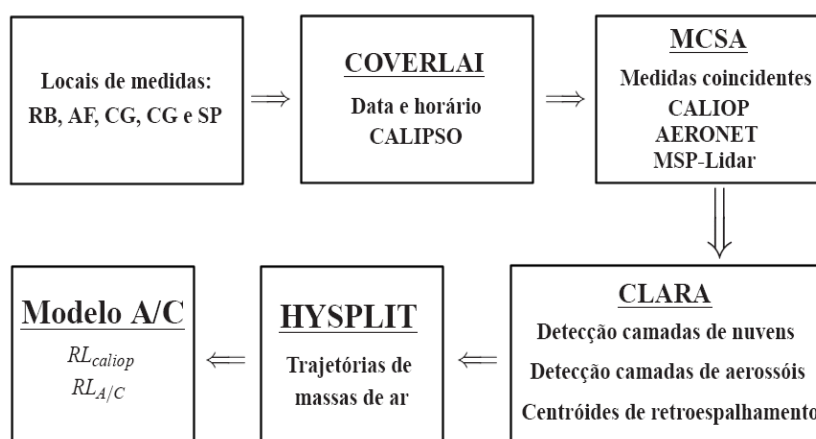


Figura 6.1: Fluxograma das etapas realizadas nesse trabalho de implementação de uma metodologia de validação dos dados do Satélite CALIPSO.

Capítulo 7

Resultados

Nesse capítulo serão apresentados os resultados obtidos nesse trabalho de validação dos dados do sistema CALIOP. Inicialmente serão apresentados os resultados obtidos pelo processo de identificação das passagens do satélite CALIPSO no intervalo temporal de 2006 a 2009 utilizando o algoritmo COVERLAI, a seleção das passagens mais próximas pelas cinco localidades escolhidas e seleção dos dias de medidas coincidentes entre os instrumentos obtidos pelo algoritmo MCSA, assim como a leitura, identificação das camadas de nuvens e separação dos dias com condições de céu limpo, a análise das camadas de aerossóis, todos obtidos utilizando o algoritmo CLARA. Serão apresentados os resultados para os transporte de massas de ar do local medido pelo CALIOP para os locais de instalação do fotômetro solar e do sistema MSP-Lidar utilizando o modelo HYSPLIT. Posteriormente serão apresentados os resultados dos cálculos dos valores de razão lidar utilizando o modelo A/C proposto nesse trabalho e a comparação com valores iniciais utilizados pelo algoritmo HERA, além da comparação entre os valores iniciais de RL utilizados pelo sistema CALIOP e aqueles obtidos com sistema MSP-Lidar. Por final serão apresentados alguns casos justificando os valores obtidos por meio do Modelo A/C, bem como um estudo de caso verificando o desempenho do modelo de validação proposto.

7.1 Seleção dos dias de medidas para análise

7.1.1 Identificação das passagens do satélite CALIPSO

O algoritmo COVERLAI foi desenvolvido com o objetivo de identificar as datas e horários das passagens do satélite CALIPSO por qualquer localidade do globo terrestre utilizando como dados de entrada os valores de latitude e longitude das suas trajetórias fornecidos pelo Centro de pesquisa NASA-Langley. Foram utilizados como dados de entrada também os valores de latitude e longitude dos cinco locais de medidas escolhido. O algoritmo COVERLAI fornece como produto as datas, horários e menores distâncias entre as trajetórias do CALIPSO e uma localidade escolhida, além das suas trajetórias correspondentes. A figura 7.1 gerada por esse algoritmo ilustra um conjunto de passagens diurnas e noturnas num período de 16 dias pelo território brasileiro, entre os dias 02 e 17 de Agosto de 2007. Nota-se que o CALIPSO cobre o território brasileiro inteiro nesse período, com um intervalo médio de distância entre cada trajetórias consecutivas de 170 km.

Consequentemente, como resultados gerados pelo algoritmo COVERLAI tem-se todas as datas, horários e coordenadas de latitude e longitude das trajetórias mais próximas de cada localidade em questão percorridas pelo CALIPSO. Tornando-se possível selecionar os dias de medidas nos quais o satélite percorre trajetórias em um intervalo de distância arbitrariamente escolhido com relação aos sistemas instalados em superfície. Como mencionado anteriormente, estudos de validação de dados de medidas de satélites realizados por Anderson *et al.* (2003b) mostram haver uma alta correlação e pouca variabilidade entre os dados medidos por instrumentos em superfície e por satélite em órbita da Terra¹ para intervalos de distância entre 40 e 160 km e intervalos temporais de 3 a 6 horas. Baseado nesses resultados foram determinados quais os dias em que houveram passagem do satélite CALIPSO em um intervalo de distâncias ΔD de até 55 km entre as localidades de RB, AF, CB, CG e SP no período de 2006 a 2009.

¹Nesse artigo foram utilizados os dados de um sistema Lidar a bordo de uma ônibus espacial na missão LITE [Winker *et al.* (1996)] e dados de Nefelômetros de duas estações instalados em superfície e um Nefelômetro a bordo de um avião C-130.

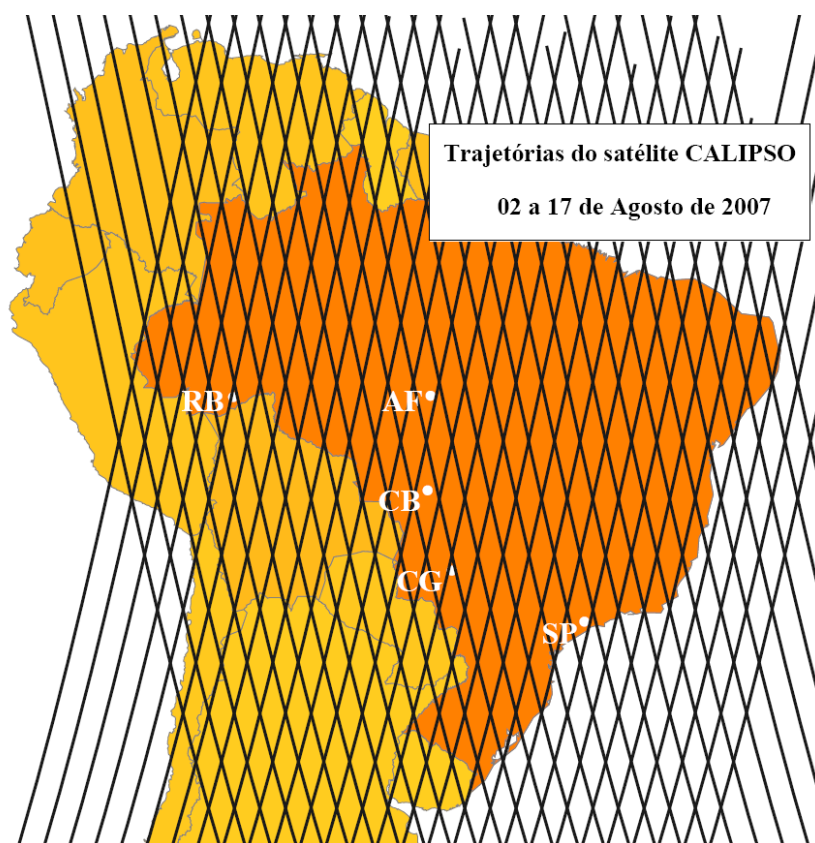


Figura 7.1: Trajetórias do satélite CALIPSO no intervalo temporal de 02 a 17 de Agosto de 2007. As linhas em preto representam as trajetórias e aos pontos em branco no território brasileiro simboliza as 5 localidades escolhidas nesse trabalho.

De uma média de 6625 passagens do CALIPSO, variando entre 1,13 a 1266 km, a menor e a maior distância detectada, respectivamente, foram identificadas um total de 413 passagens diurnas e noturnas pelas cinco localidades satisfazendo a condição $\Delta D \leq 55$ km. A figura 7.2 mostra as típicas trajetórias do Satélite CALIPSO a uma distância ΔD das cinco localidades de medidas utilizadas nesse trabalho.

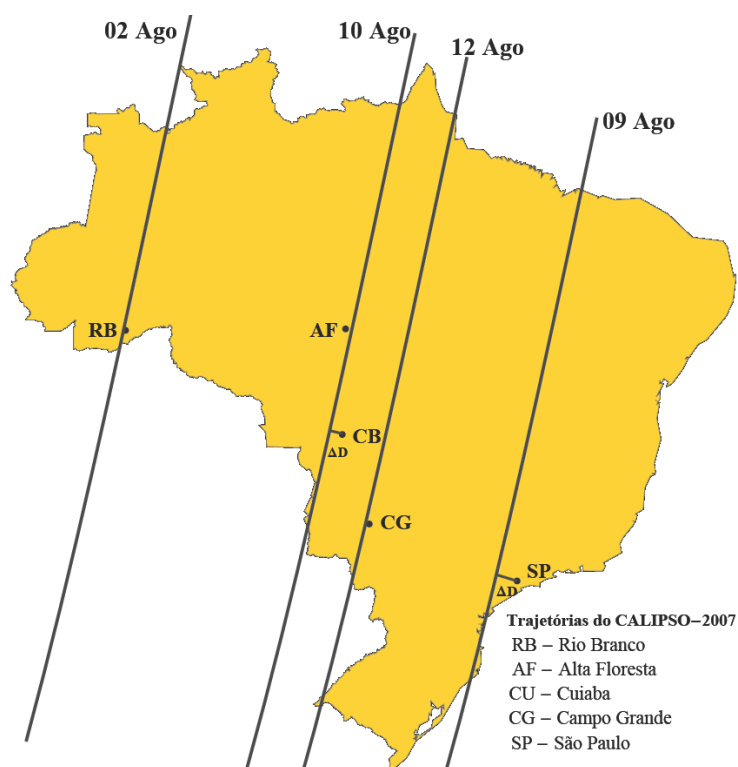


Figura 7.2: Representação das trajetórias típicas do Satélite CALIPSO e suas respectivas distâncias ΔD entre as localidades de RB, AF, CB, CG e SP.

A tabela 7.1 mostra a quantidade de passagens do CALIPSO em cada uma das localidades para o período diurno e noturno satisfazendo a condição de $\Delta D \leq 55$ km. É possível notar que em Cuiabá (CB) não há passagens do satélite no intervalo menor ou igual a 55 km.

Tabela 7.1: Quantidade de passagens do satélite CALIPSO em intervalos ≤ 55 km entre as suas trajetórias e as localidades escolhidas para períodos diurnos e noturnos.

Ano/Local	2006	2007	2008	2009	Total
RB	25	41	45	46	157
AF	13	11	0	0	24
CB	0	0	0	0	0
CG	28	43	46	46	163
SP	11	20	21	17	69
Total					413

Em localidades como AF e SP as passagens com $\Delta D \leq 55$ km só ocorreram em períodos noturnos, o que torna inviável o uso de tais medidas pois o sistema de fotômetros solares,

como o próprio nome sugere, só realiza medidas durante o período diurno. A tabela 7.2 mostra a quantidade de passagens do CALIPSO em cada uma das localidades apenas para os períodos de interesse desse trabalho, os períodos diurnos.

Tabela 7.2: Quantidade de passagens do Satélite CALIPSO em intervalos ≤ 55 km entre as suas trajetórias e as localidades escolhidas apenas no período diurno.

Ano/Local	2006	2007	2008	2009	Total
RB	14	21	23	23	81
AF	0	0	0	0	0
CB	0	0	0	0	0
CG	14	20	23	23	80
SP	0	0	0	0	0
Total					161

Os resultados apresentados pela tabela 7.2 mostram que, colocando como vínculo distâncias entre as trajetórias do satélite e os instrumentos fixos em superfície menores/iguais a 55 km restringe sobremaneira a seleção de dias para análises. Assim, tornou-se necessário aumentar o intervalo de distância ΔD para consequentemente aumentar a quantidade de dias disponíveis para análise.

Ainda de acordo com Anderson *et al.* (2003b) correlações aceitáveis ($r > 0,8$) ocorrem em até 120 km de distância. Em trabalho semelhante, Kovacs (2006), comparou dados de profundidade óptica dos aerossóis medidos por sistemas da AERONET em diversas localidades com os dados de um espectrofotômetro do sistema MODIS [Remer *et al.* (2006)], concluindo que, em média, a correlação entre os dois instrumentos diminui em cerca de 20% para distância acima de 200 km entre os instrumentos para medidas em superfície terrestre², e diminui em 10% para distâncias acima de 140 km. Levando em consideração esses resultados decidiu-se por aumentar o intervalo de distância ΔD para valores de até 100 km. Sendo um valor razoável que, além de garantir o aumento da quantidade de dias de medidas disponíveis, ainda está dentro do intervalo de correlação confiável de acordo com a literatura de validação de dados de satélite.

Utilizando esse novo vínculo obteve-se um total de 1099 dias de medidas do sistema CALIOP em um intervalo de distância $\Delta D \leq 100$ km para as 5 localidades em questão, entre medidas diurnas e noturnas, representando um aumento percentual de aproximadamente

²A correlação diminui em 20% para distâncias acima de 500 km e em 10% para distâncias acima de 320 km para medidas realizadas nas regiões oceânicas.

166% no número de dias de medidas, como mostrado na tabela 7.3.

Tabela 7.3: Quantidade de passagens do Satélite CALIPSO em intervalos ≤ 100 km entre as suas trajetórias e as localidades escolhidas para períodos diurnos e noturnos.

Ano/Local	2006	2007	2008	2009	Total
RB	27	44	46	46	163
AF	39	58	64	66	227
CB	49	73	74	76	272
CG	28	43	46	46	163
SP	39	69	69	70	274
Total					1099

Um pouco mais da metade dessas medidas ocorrem durante o dia, num total de 580 passagens do CALIPSO, com distâncias mínimas e máximas que variam entre 9 e 100 km, respectivamente. A tabela 7.4 mostra a distribuição de passagens do satélite CALIPSO de acordo com as localidades escolhidas em períodos diurnos. É possível notar um aumento percentual de aproximadamente 260% na quantidade de dias de medidas nesse novo intervalo de distância, quando comparados com dados da tabela 7.2. Isso ocorre principalmente porque nas localidades de AF, CB e SP, que não apresentavam nenhum dia de medidas diurnas para $\Delta D \leq 55$ km, passam a apresentar uma quantidade significativa de dias de medidas com $\Delta D \leq 100$ km, cerca de 72% dos dias de medidas totais nesse caso.

Tabela 7.4: Quantidade de passagens do satélite CALIPSO em intervalos ≤ 100 km entre as suas trajetórias e as localidades escolhidas apenas no período diurno.

Ano/Local	2006	2007	2008	2009	Total
RB	14	21	23	23	81
AF	28	35	40	40	143
CB	23	30	29	31	113
CG	14	20	23	23	80
SP	26	46	46	45	163
Total					580

7.1.2 Seleção dos dias de medidas coincidentes

O algoritmo MCSA foi desenvolvido com o objetivo de realizar a seleção dos dias de medidas coincidentes entre o sistema CALIOP, os fotômetros solares da AERONET de RB,

AF, CB e CG, e para a localidade de SP, a coincidência de medidas entre esses dois últimos instrumentos e o sistema MSP-Lidar.

Utilizando como dados de entrada desse algoritmo as datas, horários e distâncias fornecidas pelo algoritmo COVERLAI, os dados de nível 2 da rede AERONET possuindo datas e horários de medidas em cada localidade e um banco de dados com datas e horários de medidas do sistema MSP-Lidar, foi possível determinar os dias de medidas coincidentes e realizar uma seleção de dias disponíveis para análises. Foram escolhidos os dias de medidas em que o sistema AERONET ou o sistema MSP-Lidar realizou medidas em uma janela temporal de 2 a 4 horas de medidas centrado na horário de maior aproximação do satélite CALIPSO, que está de acordo com as propostas de validação de dados de satélite de acordo com Anderson *et al.* (2003b) e Kovacs (2006), visto na seção anterior. Por exemplo, no dia 19 de Agosto de 2007 o satélite CALIPSO realizou uma trajetória que esteve a uma distância mínima de 93,23 km do sistema AERONET de AF exatamente às 17:30:30 no horário UTC (tabela 5.1). Foi então verificado se o fotômetro solar realizou medida na janela temporal de no mínimo duas horas entre essa passagem do CALIPSO, ou seja, entre às 15:30 e 19:30 no UTC. Para intervalos de distância $\Delta D \leq 55$ km foram obtidos apenas 85 dias de medidas coincidentes, como apresentado na tabela 7.5, para todas as localidades em questão.

Tabela 7.5: Dias de medidas coincidentes entre o satélite CALIPSO, o sistema AERONET, e o sistemas MSP-Lidar para SP em intervalos de distâncias $\Delta D \leq 55$ km em períodos de medidas diurnos.

Ano/Local	2006	2007	2008	2009	Total
RB	11	9	8	17	45
AF	0	0	0	0	0
CB	0	0	0	0	0
CG	0	10	15	15	40
SP	0	0	0	0	0
Total					85

Aumentando esse intervalo para passagens em até 100 km de distância obteve-se um total de 237 dias de medidas coincidentes, como mostra a tabela 7.6.

Tabela 7.6: Dias de medidas coincidentes entre o Satélite CALIPSO, o sistema AERONET, e o sistemas MSP-Lidar para SP, em intervalos de distâncias $\Delta D \leq 100$ km em períodos de medidas diurnos.

Ano/Local	2006	2007	2008	2009	Total
RB	11	9	8	17	45
AF	13	19	17	37	86
CB	13	14	13	5	45
CG	0	10	15	15	40
SP	1	15	3	2	21
Total					237

Após checar a disponibilidade dos dados do sistema CALIOP no banco de dados do Centro de Pesquisas NASA-Langley, constatou-se que alguns dados não estavam disponíveis, o que fez cair esse total para 210 dias de medidas coincidentes, como mostra a tabela 7.7.

Tabela 7.7: Tabela de dias coincidentes e dados disponíveis para análise.

Local	Dias coincidentes	Dados disponíveis
RB	45	40
AF	86	78
CB	45	38
CG	40	35
SP	21	19
Total	237	210

A partir desses dados disponíveis foram analisadas as camadas de nuvens existentes e separados os dias para condições de céu limpo, como será apresentado na próxima seção.

7.1.3 Análise de camadas de nuvens e aerossóis e trajetórias de massas de ar

O desenvolvimento do algoritmo CLARA foi realizado com a finalidade de leitura, identificação e análise das camadas de nuvens e aerossóis medidos pelo sistema CALIOP durante as passagens mais próximas das localidades escolhidas, selecionadas previamente pelos algoritmos COVERLAI e MCSA.

Inicialmente foram obtidos os dados de medidas do sistema CALIOP com a colaboração do time do satélite CALIPSO, uma vez que foram encontrados problemas para obtenção

desses dados diretamente pela página eletrônica da NASA. Isso incorporou uma dificuldade extra ao trabalho devido ao enorme volume de dados e memória ocupada.

Tendo em mãos os dados necessários, o algoritmo CLARA realizou inicialmente a leitura das coordenadas de latitude e longitude da trajetória do CALIPSO e fez um recorte da região de interesse correspondente a 100 km de resolução horizontal. Em seguida foram feitas análises do número de camadas detectadas (NCD) utilizando os dados de nível 2-Versão 3 para camadas de nuvens. Quando encontrados valores de NCD iguais a zero, o que representa uma condição de céu limpo, tais dias de medidas foram selecionados e realizadas análises das camadas de aerossóis encontradas utilizando agora os dados de nível 2-Versão 3 para camadas de aerossóis com resolução horizontal de 5 km. Para cada camada de aerossol encontrada foram armazenadas suas informações quanto a quantidade, altura inicial e final de tais camadas, assim como a sua pontuação CAD. Foram selecionados apenas os dias de medidas cujo os perfis de 5 km de resolução horizontal apresentaram pontuação CAD superior a 50, sendo esses classificados com confiabilidade alta a moderada no processo de identificação de camadas realizada pelo algoritmo SCA do sistema CALIOP [Liu *et al.* (2009)]. A seleção dos dias com camadas de aerossóis com pontuação CAD superior a 50 garante um grau de confiabilidade alto para a classificação correta dessas camadas, contudo, ainda existe uma possibilidade de que certas camadas possam estar, eventualmente, mal classificadas e contaminadas por nuvens.

O algoritmo CLARA calculou ainda os valores dos centróides de retroespalhamento para cada perfil com 5 km de resolução horizontal utilizando dados de nível 2 de camadas e perfil de aerossóis por meio da equação 5.3.1, que por sua vez foram utilizados como dados de entrada de altitudes iniciais para o cálculo das trajetórias de massas de ar utilizando o modelo HYSPLIT. A figura 7.3 ilustra um exemplo de centróides de retroespalhamento determinados para as camadas de aerossóis detectadas. Embora os centróides sejam calculados utilizando dados de nível 2 para camadas de aerossóis, eles foram colocados aqui, como exemplo, em contraste com o perfil de retroespalhamento total atenuado em 532 nm, obtidos por meio dos dados de nível 1, para a localidade de Alta Floresta no dia 19 de Agosto de 2007. A figura apresenta três centróides, em 2,84; 2,51 e em 1,49 km. Essas altitudes foram utilizadas como valores iniciais das parcelas de massa de ar transportadas horizontal e verticalmente de acordo com o modelo HYSPLIT, com o objetivo de verificar e fortalecer a suposição de que as parcelas de aerossóis detectadas pelo sistema CALIOP são as mesmas detectadas

pelos fotômetros solares ou pelo sistema MSP-Lidar. Eventualmente, cada perfil de 5 km de resolução horizontal apresenta mais de uma camada de aerossol detectada, possuindo dessa maneira, mais de um centróide de retroespalhamento, contudo, o modelo HYSPLIT aceita apenas 3 altitudes iniciais como valor de entrada. Para os casos em que o número de centróides excede o valor de 3, é calculado um valor médio dos mesmo, obtendo apenas três valores representativos para obtenção das possíveis trajetórias das parcelas de ar contendo os aerossóis.

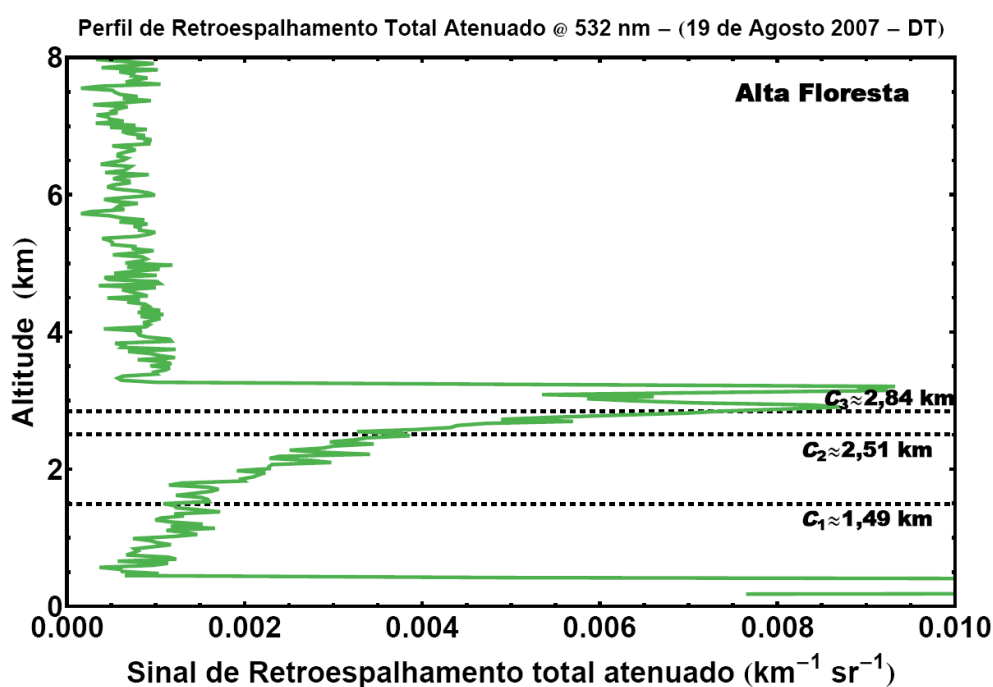


Figura 7.3: Representação dos centróides de retroespalhamento para as camadas de aerossóis detectadas em contraste com o perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm para o dia 19 de Agosto de 2007, próximo ao sistema AERONET de Alta Floresta. As linhas pontilhadas representam os valores dos 3 centróides médios calculados para o perfil de 5 km de resolução horizontal com menor valor de distância ΔD entre os dois sensores.

Em alguns casos, mesmo havendo condição de céu limpo, não foi possível calcular os centróides de retroespalhamento uma vez que não foram detectadas camadas de aerossóis, provavelmente devido ao fraco sinal de retroespalhamento ou à baixa razão sinal-ruído, não esse sendo a intensidade de sinal de retroespalhamento superior à sensibilidade de detecção, como apresentado na figura 4.7 (seção 4.3.8). Ainda, em alguns casos pode ter ocorrido uma saturação dos sensores do sistema de detecção devido ao forte ruído solar ou de outra natureza, como por exemplo a Anomalia do Atlântico Sul (AAS) [Hunt *et al.* (2009, 2008)], que

pode produzir uma forte corrente de escuro nas fotomultiplicadoras do sistema de detecção do CALIOP e, conseqüentemente, uma diminuição na razão sinal-ruído.

Após serem calculados todos os centróides de retroespalhamento para cada um dos perfis de 5 km de resolução horizontal para os dias com condições livres de nuvens selecionados anteriormente, foram feitas as análises utilizando as trajetórias de massas de ar geradas pelo modelo HYSPLIT. Essas análises indicaram os dias de medidas nos quais haviam uma alta possibilidade de ambos os sistemas terem medido as mesmas parcelas de aerossóis na atmosfera, uma vez que essas parcelas medidas inicialmente pelo sistema CALIOP foram transportadas em direção aos locais de medidas do sistema da AERONET ou do MSP-Lidar, ou ainda, as parcelas de ar medidas pelos sistemas instalados em superfície se deslocaram para a região na qual o satélite CALIPSO realizou medidas.

Foram feitas as análises dessas trajetórias utilizando como horário inicial o momento de máxima aproximação do CALIPSO com relação a localidade analisada e fixando um período temporal de até 4 horas para o transporte das massas de ar. Nessas análises foram encontradas dois tipos de trajetórias. O primeiro caso em que as trajetórias de parcelas de ar se deslocaram principalmente na direção da localidade de medida fixada em superfície, como mostra a figura 7.4

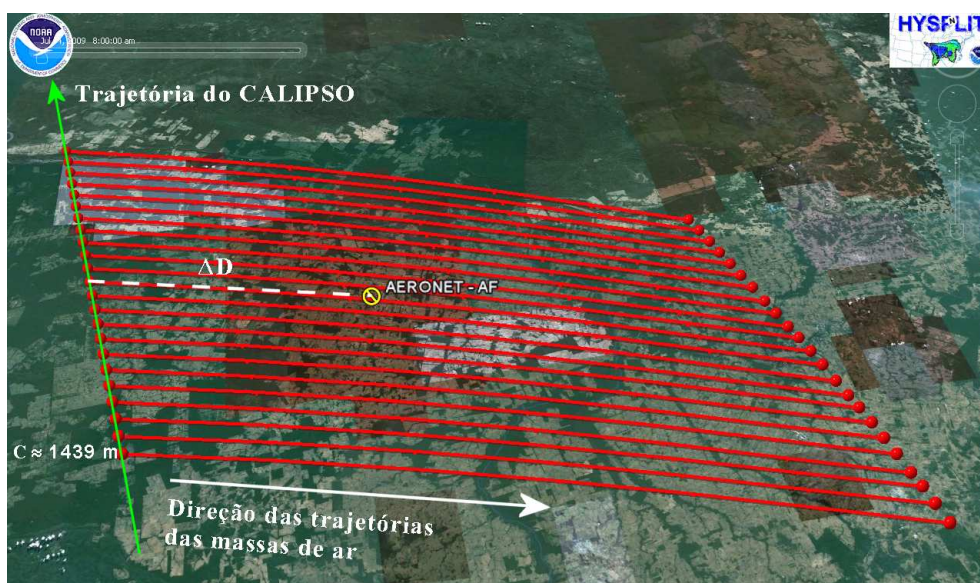


Figura 7.4: Trajetórias de massas de ar na localidade de Alta Floresta para as altitudes de centróides de retroespalhamento no dia 14 de Julho de 2009. A seta verde representa a trajetória do Satélite CALIPSO, a linha tracejada branca a distância ΔD entre a trajetória do satélite e o instrumento da AERONET, e ainda, as linhas vermelhas representam as trajetórias de massas de ar nas altitudes do centróide de retroespalhamento $C \simeq 1450$ m, para esse caso.

Nesse primeiro caso apresentado, iniciou-se as trajetórias às 18 horas UTC com um deslocamento temporal de 6 horas no sentido reverso do tempo, ou seja, foram calculados os deslocamentos reverso das massas no período temporal das 17 às 11 horas no UTC. As parcelas de ar da região da trajetória do CALIPSO, a uma altitude em torno de 1450 m calculado por meio do centróide de retroespalhamento, se deslocaram no sentido reverso do tempo e chegaram em torno das 15 horas UTC na região próxima ao sistema da AERONET, que nesse mesmo dia realizou medidas das 11:00 até as 20:43 UTC. Isso significa que, as propriedades ópticas dessas parcelas de massas de ar foram medidas pelo fotômetro solar por volta das 15 horas e se deslocaram com uma velocidade média de cerca de 560 m/min, uma vez que a distância ΔD entre a trajetória do satélite e o fotômetro da AERONET para esse caso foi de 67,28 km, até a região correspondente a trajetória de medida do sistema CALIOP, que teve seu momento de maior aproximação nesse caso em torno das 17:40 UTC.

No segundo caso foram feitas as análises de trajetórias no sentido reverso do tempo, contudo essas trajetórias se deram no sentido espacial contrário ao da localidade de medida em superfície, no caso, o local onde se encontram o sistema MSP-Lidar e a AERONET, em São Paulo, como mostra a figura 7.5.

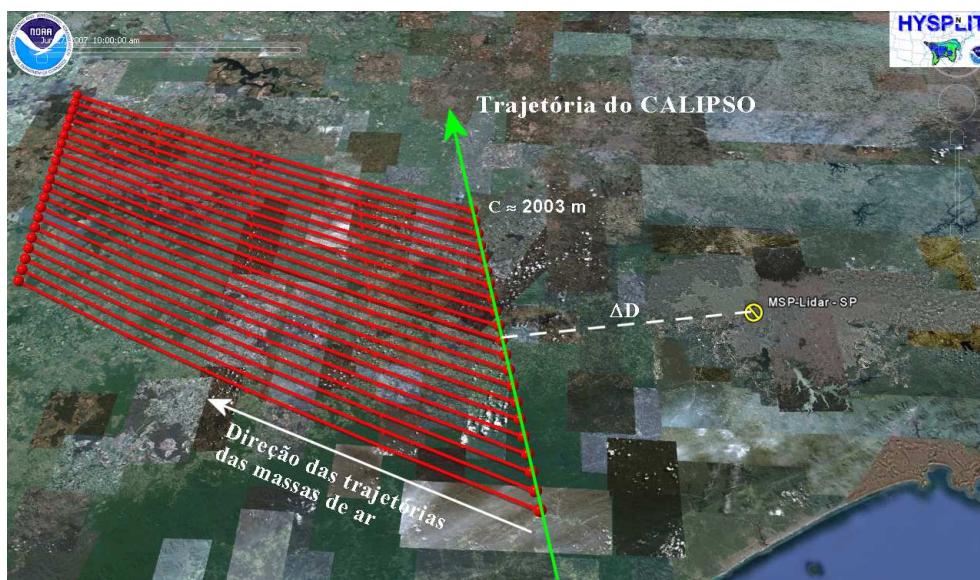


Figura 7.5: Trajetórias de massas de ar na localidade de São Paulo para as altitudes de centróides de retroespalhamento no dia 26 de Maio de 2007, no sentido reverso do tempo. A seta verde representa a trajetória do Satélite CALIPSO, a linha tracejada branca a distância ΔD entre a trajetória do satélite e o instrumento da AERONET, e ainda, as linhas vermelhas representam as trajetórias de massas de ar nas altitudes do centróide de retroespalhamento $C \approx 2003$ m.

Foram realizadas novas análises de trajetórias, contudo agora no sentido direto do tempo. As trajetórias se iniciaram às 17 horas, com um deslocamento temporal de 3 horas, chegando em torno da posição em que se encontravam os instrumentos em superfície por volta das 21 horas UTC, deslocando-se com uma velocidade média de 398 m/min, uma vez que a distância entre os sensores era de 71,71 km, como apresentado na figura 7.6

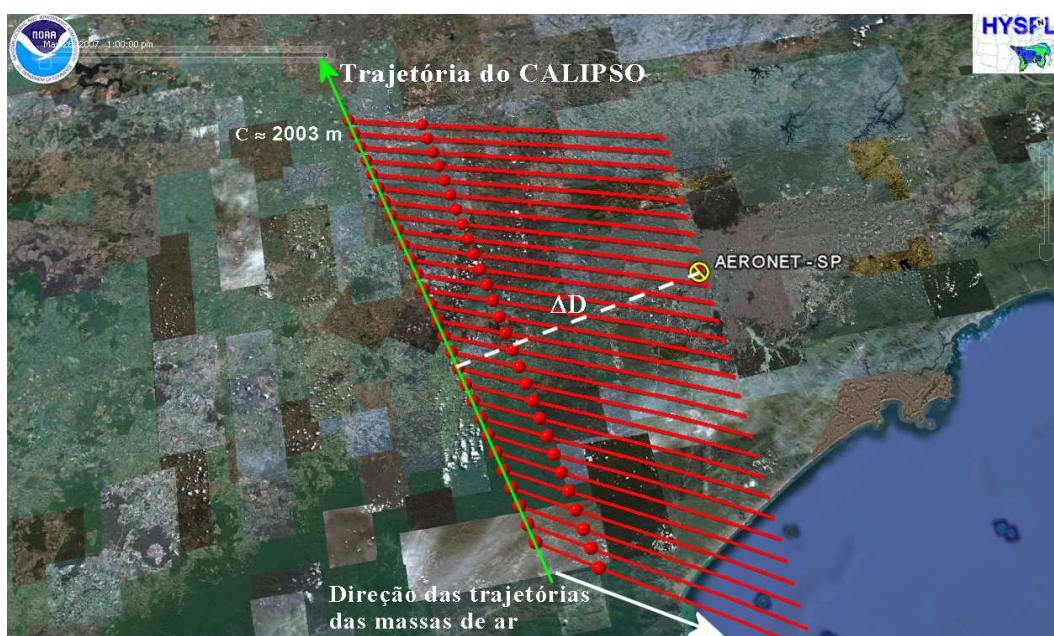


Figura 7.6: Trajetórias de massas de ar na localidade de São Paulo para as altitudes de centróides de retroespalhamento no dia 26 de Maio de 2007, no sentido direto do tempo. A seta verde representa a trajetória do Satélite CALIPSO, a linha tracejada branca a distância ΔD entre a trajetória do satélite e o instrumento da AERONET, e ainda, as linhas vermelhas representam as trajetórias de massas de ar nas altitudes do centróide de retroespalhamento $C \approx 2003$ m.

Após todo o processo de identificação das passagens do CALIPSO pelas 5 localidades escolhidas, seleção dos dias de medidas coincidentes em período diurno para distâncias menores iguais a 100 km entre as regiões de medidas, e a determinação dos dias livres de nuvens e transporte das parcelas de ar da região de medidas realizadas pelo CALIOP para a região dos sistemas instalados em terra, foram selecionados 16 dias de medidas para Rio Branco, 24, 12 e 16 dias de medidas para Alta Floresta, Cuiabá e Campo Grande, respectivamente e 15 dias para a cidade de São Paulo, perfazendo um total de 75 dias para análises dos valores de Razão Lidar utilizando os dados de AOD fornecidos pelos fotômetros solares, o equivalente a cerca de 13% do valor total de medidas realizadas pelo sistema CALIOP no período

diurno com distância $\Delta D \leq 100$ km (veja tabela 7.4). As quantidades de dias selecionados para a aplicação do Modelo A/C são apresentadas na tabela 7.8.

Tabela 7.8: Quantidade de dias de medidas selecionados para aplicação do Modelo A/C após cumprir todas as exigências de seleção.

Local	Dias para análise	Dados totais	Fração de dados para análise
RB	16	81	19,8%
AF	24	143	16,8%
CB	12	113	10,6%
CG	8	80	10%
SP	15	163	9,2%
Total	75	580	13%

Quando comparado com os valores totais de medidas do satélite CALIPSO, tanto para medidas diurnas ou noturnas, como distância máxima de 100 km, apresentados na tabela 7.3, essa quantidade de dias selecionados pode parecer pequena, sendo menor que 7%, contudo é preciso ressaltar que esses 75 dias obtidos passaram por uma seleção extremamente rigorosa imposta justamente para garantir um alto grau de qualidade e confiabilidade dos dados a serem comparados. Essa garantia e qualidade se dá no fato de serem selecionadas as medidas correlativas mais próximas possíveis entre os instrumentos, tanto em escala espacial quanto temporal, em atmosfera livre de contaminação por nuvens e ainda, a alta possibilidade dos instrumentos estarem medindo as mesmas parcelas de aerossóis. Dessa forma, será aplicado o Modelo A/C nos dados desses 75 dias de medidas correlativas utilizando os valores de AOD medidos pelos fotômetros solares em cada localidade, sendo então calculados os novos valores de Razão Lidar e comparados aos valores de RL utilizados a priori pelo algoritmo HERA do sistema CALIOP.

7.2 Determinação da Razão Lidar pelo Modelo A/C

Como mencionado anteriormente, a ênfase desse trabalho é desenvolver uma metodologia de validação dos dados do Satélite CALIPSO utilizando dados medidos por outros instrumentos instalados em superfície. Nessa seção serão apresentados os resultados de comparações entre os valores de Razão Lidar calculados utilizando valores de AOD obtidos por meio dos fotômetros solares da rede AERONET e os valores de RL utilizados a priori pelo sistema

CALIOP nos algoritmo HERA, utilizado na obtenção do perfil vertical de extinção.

Foram calculados os valores de AOD em 532 nm medidos pelo fotômetro solar da rede AERONET utilizando a equação 5.4.2, conforme a metodologia descrita na seção Algoritmo do Modelo A/C - cálculo da razão lidar (seção 5.4), assim como, os valores de coeficiente de retroespalhamento atenuado integrado, γ'_{caliop} , dado pela equação 6.0.2, que por sua vez foram aplicados à equação 6.0.1 na obtenção da RL para cada um dos perfis de 5 km de resolução horizontal dos 75 dias de medidas coincidentes selecionado por meio dos algoritmos desenvolvidos nesse trabalho.

Os valores de $RL_{A/C}$ obtidos a partir do Modelo A/C foram comparados com aqueles determinados pelo algoritmo HERA do sistema CALIOP. A figura 7.7 apresenta um histograma do número de ocorrências da $RL_{A/C}$, em azul, e os respectivos número de ocorrência de RL_{CALIOP} utilizados pelo algoritmo SCA e HERA, em vermelho, para camadas de aerossóis detectadas principalmente na região da CLP.

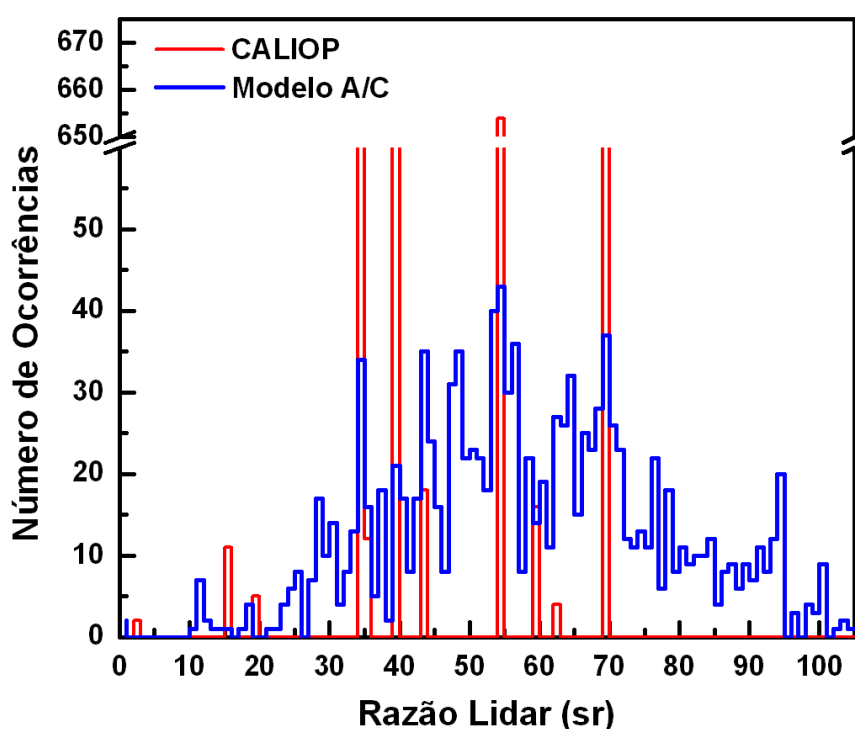


Figura 7.7: Distribuição da razão lidar determinada pelo Modelo A/C e pelo Modelo CALIOP. O primeiro utiliza valores de AOD fornecidos pela AERONET e o segundo valores determinados pelo algoritmo HERA do sistema CALIOP.

Na distribuição do CALIOP (em vermelho) nota-se altas frequências de ocorrências em valores iniciais de 20 sr, valor típico de aerossóis marinho limpo, 35 e 40 sr representando

aerossóis de poeira, 55 e 60 sr, valores que podem representar aerossóis da mistura de poeira + poluição, e 70 sr que são valores típicos de aerossóis de queimadas ou continental poluído. A alta ocorrência nesses valores era, de certa forma, esperada uma vez que o sistema CALIOP utiliza valores padrões baseados em modelos para escolha da RL inicial, como mencionado na seção 4.3.11-Classificação de aerossóis - Algoritmo SCA. Os valores de RL calculado pelo Modelo A/C apresentam uma distribuição contínua, mas que abrange todos esses valores utilizados pelo CALIOP, apresentando tendências de picos entre 35 e 45 sr (poeira), um pico proeminente em 50 e 55 sr e outro em 65 sr (poeira + poluição), e um pico em torno de 65 e 70 sr classificando aerossóis de queimadas ou continental poluído. As tendências nos valores da $RL_{A/C}$ mostram-se ser consistentes com o modelo utilizado pelo sistema CALIOP, uma vez que a incerteza nos valores da razão lidar desse sistema podem chegar em até 30% de acordo Winker *et al.* (2009) e Young e Vaughan (2009). Além disso, os valores apresentados concordam com outros trabalhos de validação apresentados na literatura Lidar, como por exemplo em Omar *et al.* (2009), no qual os valores de RL obtidos nas campanhas *CALIPSO CloudSat Validation Experiments (CCVEX)*, *CALIPSO Twilight Zone Experiments (CATZ)*, e a campanha *Gulf of Mexico Atmospheric Composition and Climate Study (GoMACCS)* apresentam uma distribuição contínua semelhante com aquela obtida pelo Modelo A/C, como mostra a figura 7.8a) e 7.8b), respectivamente.

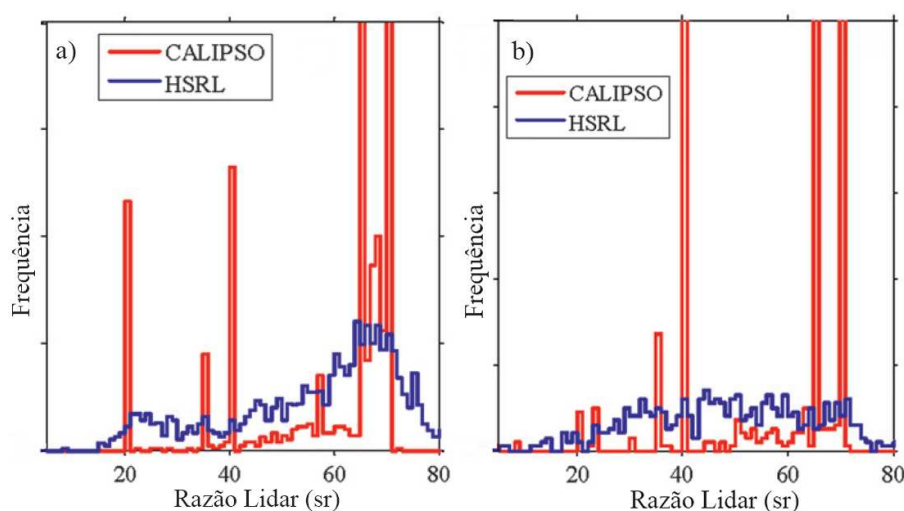


Figura 7.8: Comparação da distribuição da razão lidar determinada pelo sistema HSRL (*High Spectral Resolution Lidar*) a bordo de um avião [Hair *et al.* (2008)] e pelo algoritmo do sistema lidar a bordo do CALIPSO, adaptada de Omar *et al.* (2009). a) Medidas realizadas nas campanhas *CALIPSO CloudSat Validation Experiments (CCVEX)* e *CALIPSO Twilight Zone Experiments (CATZ)*; b) Medidas realizadas na campanha *Gulf of Mexico Atmospheric Composition and Climate Study (GoMACCS)*.

Calculou-se também a diferença percentual entre os valores de RL_{CALIOP} e $RL_{A/C}$ para cada um dos perfis de medidas analisados nas 5 localidades e agrupou-se os valores em intervalos de 10%. A figura 7.9 mostra a distribuição da diferença percentual entre os valores da Razão Lidar calculada pelos modelos A/C e CALIOP.

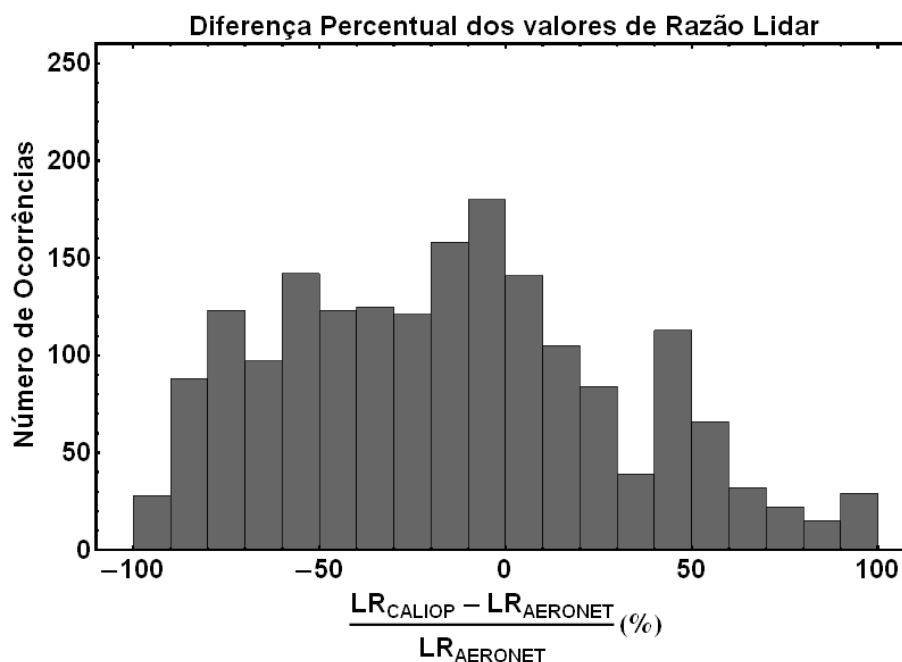


Figura 7.9: Distribuição da diferença percentual entre os valores de razão lidar obtidos pelo Modelo A/C e aqueles utilizados no Modelo CALIOP. A diferença percentual foi calculada utilizando os dados das 5 localidades RB, AF, CB, CG e SP.

Essa análise mostra haver uma correlação significativa entre os valores de razão lidar do Modelo A/C e do CALIOP, uma vez que a maioria das ocorrências concentram-se entre os valores de até $\pm 30\%$. A diferença percentual média obtida foi de $-8 \pm 64\%$, apresentando uma concordância aceitável quando comparado com os valores apresentados na literatura de validação do CALIPSO. Omar *et al.* (2009), por exemplo, realiza uma análise comparativa dos dados de RL medidos pelo sistema Lidar HSRL a bordo de um avião voando na mesma trajetória do CALIPSO e apresenta diferenças percentuais de $-24,3\%$ e $-37,5\%$ nas campanhas CATZ e GoMACCS, respectivamente. Pappalardo *et al.* (2010) apresentam valores de diferenças percentuais para a razão lidar de -13% .

7.3 Determinação da Razão Lidar por meio de medidas com o MSP-Lidar

Foram comparados também os valores de RL recuperados pelo conjunto de algoritmos do CALIOP com aqueles obtidos por meio de medidas com o sistema de retroespalhamento elástico MSP-Lidar instalado no IPEN. Nesse caso, selecionou-se apenas os dias com passagens do satélite CALIPSO a uma distância de até 100 km do local em que o sistema Lidar encontra-se instalado, nos quais havia medidas correlativas na mesma janela temporal do fotômetro solar da rede AERONET, instalado a cerca de 500 metros do MSP-Lidar, satisfazendo todos os critérios impostos na metodologia de validação apresentado no Capítulo 6. Analisou-se os valores de RL dos 20 perfis de 5 km de resolução horizontal dos dados do CALIOP centrado na distância mais próxima com relação ao MSP-Lidar, em seguida foi tomada a média dos valores de RL desses 20 perfis para cada dia de análise. Utilizando os dados de medidas realizadas pelo sistema MSP-Lidar, foram obtidos os perfis de extinção e retroespalhamento resolvendo a equação lidar, como apresentado na seção 3.2.3, e satisfazendo a condição de que o valor da soma do perfil de extinção na coluna atmosférica medido pelo MSP-Lidar fosse igual ao valor de espessura óptica dos aerossóis medidos pelo sistema da AERONET, como mostrado na equação 3.2.20. Por final, utilizando a equação 3.2.19, foram obtidos os valores de RL pelo sistema MSP-Lidar.

A tabela 7.9 apresenta os valores de RL obtidos por meio das análises dos dados medidos pelo sistema MSP-Lidar e a média de valores iniciais utilizados pelos algoritmos do CALIOP.

Tabela 7.9: Valores de razão lidar obtido pelo sistema MSP-Lidar e valores médios utilizados pelo CALIOP na localidade de SP.

Data	ΔD (km)	RL_{CALIOP}	$RL_{MSP-Lidar}$	Dif. Percentual
26/05/2007	72	55	50	10,0%
04/06/2007	82	33	65	-49,2%
11/06/2007	72	57	65	-12,3%
20/06/2007	82	55	72	-23,6%
06/07/2007	84	59	65	-9,2%
22/07/2007	83	49	52	-5,8%
07/08/2007	79	40	58	-31,0%
14/08/2007	75	59	55	7,3%
23/08/2007	80	56	55	1,8%
15/09/2007	75	46	50	-8,0%
10/10/2007	85	53	51	-3,9%

A partir desses valores obteve-se uma diferença percentual média de $-10,84 \pm 17,71\%$, que por sua vez também concorda com a diferença percentual obtida aplicando o Modelo A/C, bem como, valores obtidos na literatura de validação apresentados na seção anterior. Essa variação nos valores de RL medidos pelos dois sistemas pode ter ocorrido pois a atmosfera de São Paulo é carregada por diversos tipos de aerossóis, e as distâncias médias de passagem do CALIPSO em relação a localização do MSP-Lidar eram em torno de 79 km. Dessa forma, a falta de homogeneidade da região da camada limite observada pelos sistemas em superfície e em órbita, pode ter influenciado sobremaneira para o aumento dessa diferença entre os valores de razão lidar.

7.4 Investigação das causas para a subestimação dos dados do CALIOP

Alguns trabalhos publicados sobre a validação do dados do CALIPSO sugere que há uma tendência na diferença percentual entre os dados do CALIOP e dados medidos por instrumentos em superfície, indicando uma subestimação dos dados do Satélite. Uma possível explicação para essa diferença percentual entre os valores de RL determinados pelo Modelo A/C e o sistema CALIOP é a possível contaminação de alguns perfis de aerossóis por nuvens esparsas. Kittaka *et al.* (2011), compararam dados de AOD recuperados pelo CALIOP e pelo MODIS e apresentaram valores de diferença percentual de -14,58% para medidas em regiões oceânicas e -19,05% para medidas em regiões terrestres. Duas prováveis causas atribuídas para a subestimação nos valores de AOD do CALIOP são, primeiro, devido a erros sistemáticos no processo de calibração dos dados do CALIOP, e segundo, devido a possíveis contaminações de alguns perfis por nuvens esparsas. Geralmente essas nuvens esparsas são corretamente classificadas como nuvens, entretanto, quando classificadas de maneira errônea como aerossóis elas podem afetar os valores recuperados de espessura óptica dos aerossóis presentes na atmosfera. No mesmo contexto, Kacenelenbogen *et al.* (2011) compararam valores de AOD recuperados pelo CALIOP com valores medidos por quatro instrumentos para um único dia de medida. O CALIOP forneceu um valor de AOD de 0,32; já os outros instrumentos, o fotômetro solar da rede AERONET, o sistema MODIS, e os sistemas HSRL e POLDER apresentaram valores de 0,71; 0,67; 0,52 e 0,58; respectivamente. Essa grande

subestimação nos valores dos dados do CALIOP é atribuída a uma possível contaminação de alguns perfis com sinal de nuvens esparsas. Assim, foi investigada a possibilidade de contaminação de alguns perfis de aerossóis detectados pelo CALIOP por nuvens esparsas não classificadas pelo algoritmo de identificação e classificação de nuvens, SIBYL e SCA, respectivamente, para os dados utilizados nesse trabalho.

No dia 07 de Junho de 2007 o satélite CALIPSO teve sua órbita próxima da localidade de Cuiabá, com o ponto de maior aproximação em torno de 59 km, ocorrido às 17:35 UTC. O fotômetro solar instalado em Campo Grande operou no intervalo temporal das 12:07 às 20:23 UTC, e no período de maior aproximação do CALIOP foi medido um valor de AOD de 0,15. O valor da AOD recuperado pelo CALIOP no ponto de máxima aproximação foi 0,079, e portanto menor que valor medido pelo fotômetro solar, como mostra a figura 7.10, apresentando assim uma diferença percentual de -42,4% para os valores de AOD.

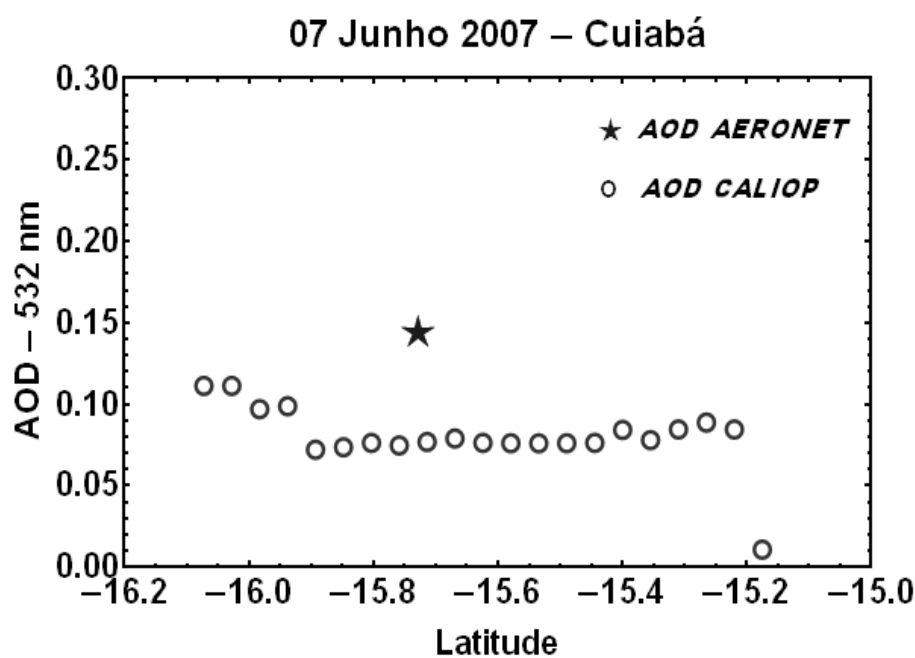


Figura 7.10: Valores de AOD em função da Latitude recuperados pelo sistema CALIOP e pelo fotômetro solar da AERONET (★) para a localidade de Cuiabá no dia 07 de Junho de 2007.

No perfil atmosférico do sinal de retroespalhamento total atenuado em 532 nm, apresentado na figura 7.11, nota-se sinais mais intenso de retroespalhamento devido a presença de nuvens na região da camada limite, em torno de 3 km. Contudo, quando analisados cada um dos perfis de 5 km de resolução horizontal, para dados de camadas de nuvens, durante

o processo de seleção de dados de medidas para condições livre de nuvens utilizando o algoritmo CLARA (Seção 5.3), todos os 20 perfis foram classificados como condição de céu limpo, apontado pelo valor de 0 (zero) camadas de nuvens na região de maior proximidade do satélite com relação a AERONET. Indicando uma possível falha no processamento do algoritmo de detecção de camadas (SIBYL-Seção 4.3.9) e/ou do algoritmo de classificação de nuvens (SCA-Seção 4.3.10).

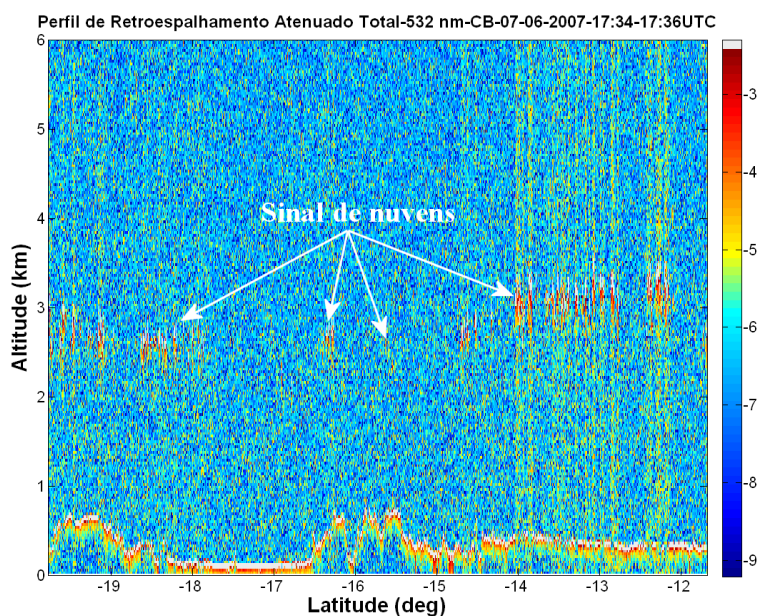


Figura 7.11: Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm para a localidade de Cuiabá no dia 07 de Junho de 2007. É possível notar a presença de nuvens na região da CLP em torno de 3 km de altitude.

Por meio do perfil de retroespalhamento atenuado em 532 nm em função da altitude, com uma resolução espacial horizontal de 5 km, apresentado pela figura 7.12, equivalente ao ponto de maior proximidade do sistema CALIOP com relação a estação da AERONET, nota-se um pico de intensidade aproximada de $0,08 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, em torno de 2800 metros, devido ao sinal de retroespalhamento de nuvens esparsas presentes nessa região, confirmando a contaminação do sinal por nuvens. A presença de sinais de nuvens nesses perfis atmosféricos podem causar uma dificuldade de detecção de sinais referentes às camadas de aerossóis que se encontram abaixo das nuvens (fraca relação sinal-ruído), como mostra a figura 7.13 do perfil de extinção de aerossóis em função da altitude, apresentando um fraco sinal de extinção de aerossóis que podem ter sido atenuados devido às nuvens presentes. Esse efeito de atenuação pode implicar na dificuldade da classificação correta e acurada dessas camadas e, conseqüentemente, tornando a escolha do melhor valor de RL inicial uma tarefa complexa.

A escolha imprecisa dos melhores valores de RL iniciais podem por sua vez gerar valores de extinção que não correspondam aqueles reais na atmosfera. Quando comparados os valores de RL sugeridos pelo Modelo A/C, 70 sr, com o valor utilizado pelo CALIOP, de 55 sr, obteve-se uma diferença percentual de aproximadamente -21% para esse caso.

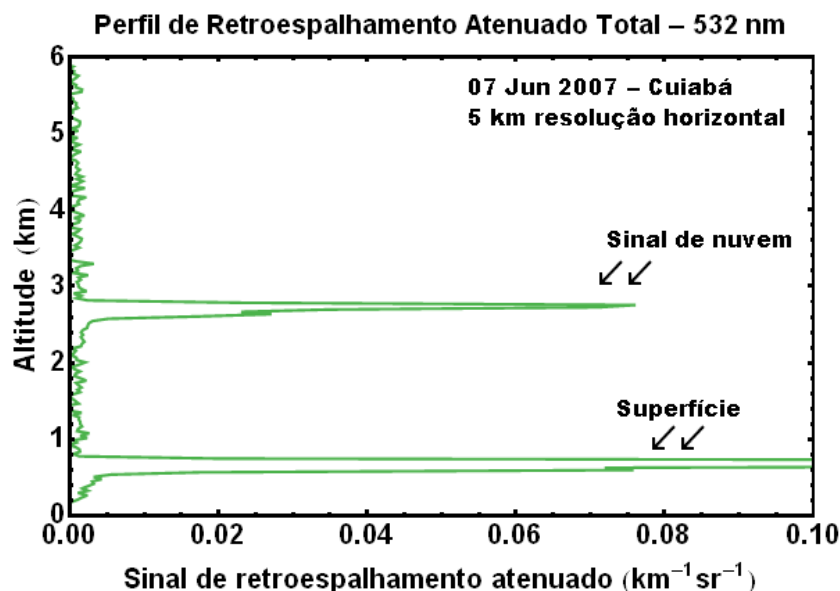


Figura 7.12: Perfil do sinal de retroespalhamento total atenuado em 532 nm para a localidade de Cuiabá no dia 07 de Junho de 2007 com uma resolução horizontal de 5 km, referente a maior aproximação do CALIOP com relação a AERONET. É possível notar o pico de retroespalhamento referente a nuvens na região da CLP em torno de 2800 metros de altitude.

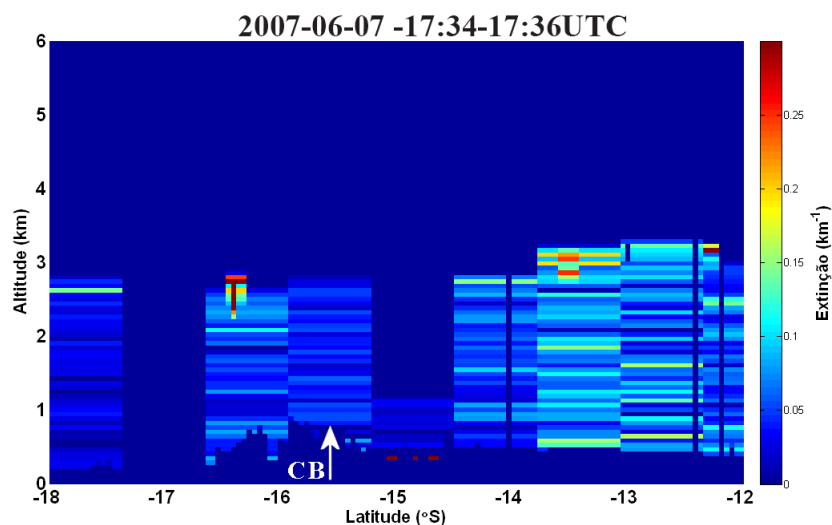


Figura 7.13: Perfil vertical de extinção dos aerossóis recuperados para medidas do sistema CALIOP em função da latitude para a localidade próxima ao sistema da AERONET em Cuiabá, indicado pela seta branca, no dia 07 de Junho de 2007. Nota-se um fraco sinal de extinção dos aerossóis na região mais próxima da estação AERONET, possivelmente devido a atenuação de nuvens contaminantes da camada limite.

Outra explicação para o fato dos dados recuperados pelo CALIOP estarem subestimados é sugerido por McPherson *et al.* (2009), que atribui ao fato do CALIOP não considerar eventualmente uma certa quantidade de aerossóis presentes na atmosfera que por sua vez é considerada pelo sistema da AERONET. Essa perda de sinal pode ser atribuída a baixa razão sinal-ruído do CALIOP e somado ao fato desse sistema medir uma fatia do perfil atmosférico a uma velocidade de 7 km/s, enquanto o fotômetro solar é um instrumento que está fixo em solo. McPherson *et al.* (2009) apresentaram resultados de diferença percentual de cerca de -0,5% entre os dados de AOD recuperados pelo CALIOP e dados de AOD medidos pelo sistema HSRL a bordo de um avião *B-200 King* da NASA, assim como uma diferença percentual de -9,53% entre dados de AOD do CALIOP e da AERONET. Esse valor subestimado na AOD do CALIOP pode ser atribuído ao fato do fotômetro solar observar a atmosfera como um todo, diferentemente do CALIOP, que observa o perfil atmosférico verticalmente direcionado. Dessa forma, existe a possibilidade das estimativas de valores de AOD do CALIOP não estarem considerando uma certa quantidade de aerossóis, que por sua vez é considerada pelo sistema da AERONET.

Nesse sentido, analisando os valores de RL obtidos pelo Modelo A/C, bem como os valores obtidos pelas medidas do sistema MSP-Lidar, observa-se que há uma subestimação nos valores iniciais de RL utilizados pelo conjunto de algoritmos do CALIOP, e como consequência, há uma subestimação nos valores de perfil de extinção recuperados por esses algoritmos, mesmo para perfis não contaminados por nuvens. Isso fica evidenciado quando analisado um caso de medida concomitante entre o CALIOP e o sistema AERONET da estação Miranda em Campo Grande no dia 11 de Setembro de 2007. Nesse dia a maior aproximação do Satélite CALIPSO com relação à AERONET foi de 12,7 km às 17:33 no UTC, sendo essa a menor distância entre os instrumentos para todos os 75 dias de análises anteriores. Além disso, o fotômetro solar operou durante o período de 10:33 às 20:39 (UTC), realizando medidas na mesma janela temporal de passagem do CALIPSO. Como mencionado anteriormente, de acordo com Anderson *et al.* (2003b) e Kovacs (2006), existe uma boa correlação para medidas realizadas em um intervalo temporal de até 3 horas e distâncias de até 60 km entre satélites e instrumentos em solo. Dessa maneira, esse dia analisado deveria apresentar uma pequena diferença percentual nos valores de RL e AOD, dada as grandezas espaciais e temporais envolvidas nas medidas correlativas entre ambos instrumentos. O CALIOP apresentou valores de espessura óptica dos aerossóis detectados na coluna atmosférica

em torno de 0,165 para o perfil de maior aproximação do CALIOP com relação à AERONET em Campo Grande. A figura 7.14 mostra que, para esse dia, a região da atmosfera medida pelo sistema CALIOP, próxima à estação da AERONET em CG, estava com condições livre de nuvens, apresentando uma camada de aerossol entre 3 e 4 km.

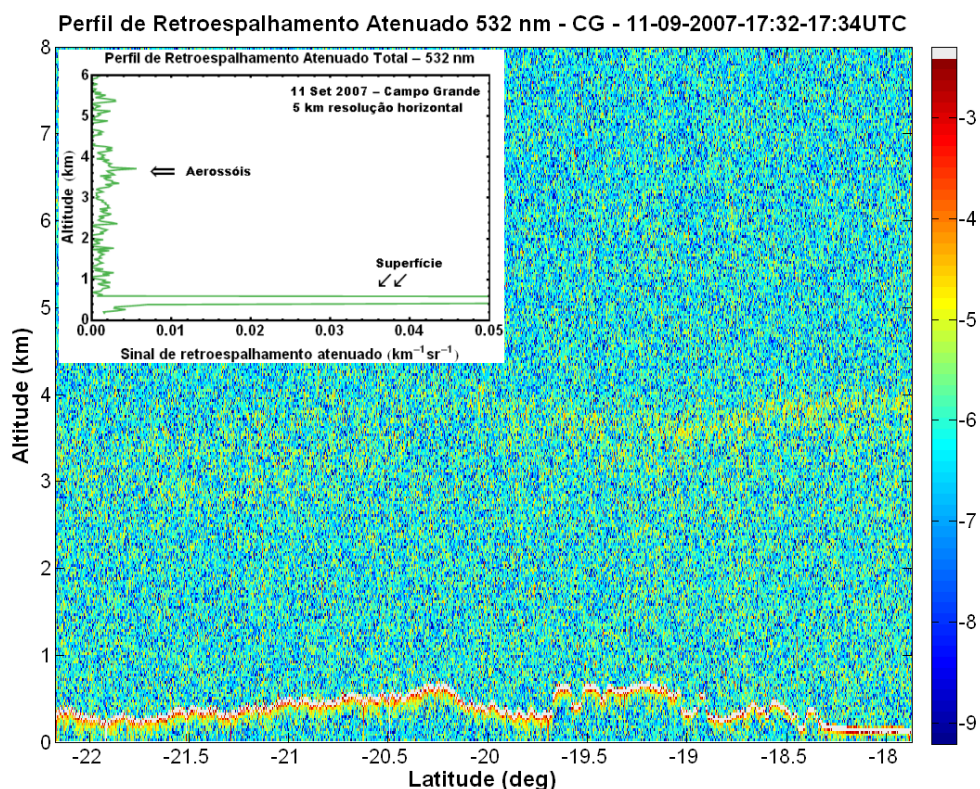


Figura 7.14: Perfil de retroespalhamento atenuado total para 532 nm em função da latitude para a localidade de Campo Grande no dia 11 de Setembro de 2007 referente a máxima aproximação do CALIOP com relação a AERONET. A figura inserida mostra o perfil do sinal de retroespalhamento em função da altitude com resolução horizontal de 5 km. É possível notar uma camada de aerossóis entre 3 e 4 km de altitude, além disso, percebe-se que o perfil está livre de sinais de nuvem.

Uma vez que esse dia apresentou uma atmosfera livre de nuvens, aparentemente homogênea, e ambos instrumentos observaram parcelas da atmosfera muito próximas uma da outra, espera-se que os valores de RL inicial do CALIOP originem valores de AOD consistentes com aqueles medidos pelo fotômetro solar. A figura 7.15 mostra o perfil de extinção dos aerossóis para a latitude próxima do sistema da AERONET, é possível notar que o perfil com a menor distância relativa da AERONET possui um sinal de extinção com baixa intensidade comparado com os outros perfis, em torno de $0,045 \text{ km}^{-1}$.

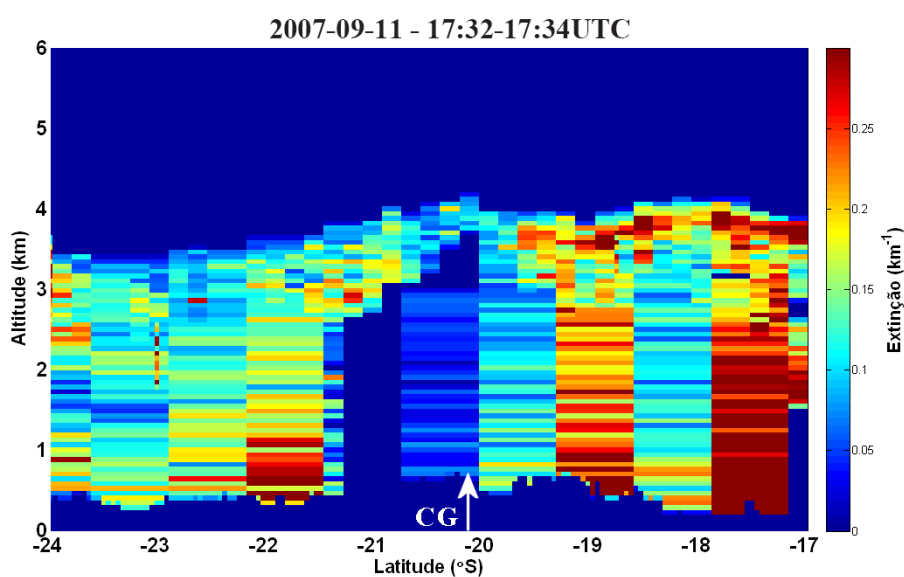


Figura 7.15: Valores do perfil de extinção dos aerossóis recuperados das medidas do sistema CALIOP em função da Latitude para a localidade próxima ao sistema da AERONET em Campo Grande, mostrada pela seta branca.

Por sua vez, o fotômetro solar da rede AERONET apresentou o valor de AOD igual a 0,281, medido às 17:36 UTC, praticamente no mesmo horário da passagem do CALIOP, às 17:33 UTC, apresentando uma diferença percentual de aproximadamente -41,3%, comparado ao valor de AOD do CALIOP de 0,165. O gráfico 7.16 mostra a variação dos valores de AOD na coluna atmosférica do CALIOP em função da latitude e o valor de AOD medido pela AERONET no momento de máxima aproximação do satélite. Observou-se o valor de AOD medido pela AERONET bem acima do valor medido pelo CALIOP. Dessa forma, para um caso em que, devido a proximidade das parcelas de ar observadas pelos dois sistemas dentro da mesma janela temporal, era esperado uma grande correlação, obteve-se uma baixa concordância entre os dados de espessura óptica da atmosfera obtida por ambos sistemas. Mesmo à curtas distâncias essa diferença pode ter ocorrido devido à grande variabilidade espacial dos aerossóis na camada limite de acordo com Mamouri *et al.* (2009) e Mona *et al.* (2009).

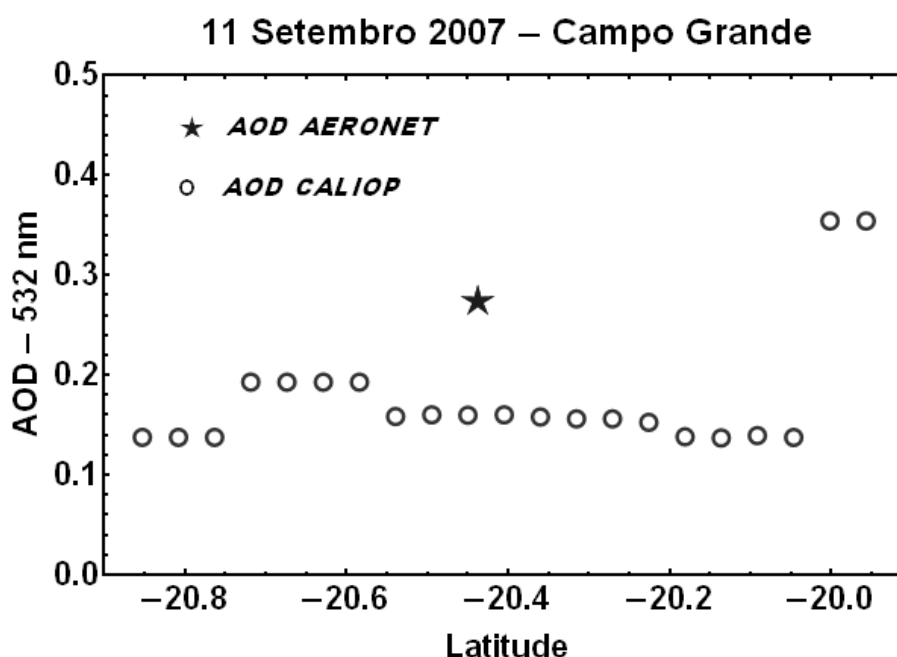


Figura 7.16: Valores de espessura óptica dos aerossóis em função da latitude recuperados pelo sistema CALIOP e pelo fotômetro solar da AERONET (★) para a localidade de Campo Grande no dia 11 de Setembro de 2007.

Para que o valor do perfil de extinção fosse condizente com o valor de AOD medido pela AERONET, o conjunto de algoritmos do CALIOP deveria ter utilizado o valor de RL inicial de 60,97 sr, valor estimado pelo Modelo A/C proposto nesse trabalho, contudo, foi utilizado o valor inicial de 55 sr. O valor sugerido pelo Modelo A/C concorda com o valor de RL de 61,7 sr, calculado utilizando dados do fotômetro solar recuperados por métodos de inversão, tais como o albedo de espalhamento simples (SSA, do inglês *Single Scattering Albedo*) e função de fase em 180° , que será abordado na seção seguinte.

7.5 Comparação entre os valores de RL calculados por dados da AERONET e do CALIOP

Com o objetivo de consolidar os resultados de diferença percentual entre os valores de RL utilizados a priori pelo CALIOP e aqueles obtidos pelo Modelo A/C, calculou-se valores de RL utilizando dados de albedo de espalhamento simples de aerossóis, obtidos pela equação 3.1.20, e valores de função de fase, ambos fornecidos pelos dados de recuperação do

fotômetro solar da AERONET, tal que a RL pode ser escrita como

$$RL(\lambda) = \frac{4\pi}{\omega(\lambda)P(180^\circ)} \quad (7.5.1)$$

na qual $P(180^\circ)$ é a função de fase de espalhamento em 180° [Pedrós *et al.* (2010)].

Ao utilizar os produtos de inversão de nível 2 fornecidos pela AERONET, que são calibrados, estão totalmente livre de nuvens e possuem um exigente critério de qualidade, notou-se que em diversos dias de medidas correlativas selecionados e analisados pelo Modelo A/C, não possuíam valores albedo de espalhamento simples e função de fase disponíveis, provavelmente devido a baixa qualidade dos dados ou alguma contaminação por nuvem [Dubovik e King (2000), Dubovik *et al.* (2000)]. Por outro lado, os valores dessas duas grandezas estavam disponíveis em dados de nível 1.5, que não possuem uma calibração final aplicada e, conseqüentemente, não recebem um certificado de qualidade. Dessa forma, como o objetivo é comparar valores de RL entre os dois instrumentos com a maior acurácia possível e com a garantia de que esses dados não estejam eventualmente contaminados por nuvens, foram feitas as análises para apenas 9 dias de medidas coincidentes utilizando os dados de nível 2 da AERONET que estavam disponíveis, divididos entre as 5 localidades escolhidas anteriormente. Além disso, foi realizada uma análise dos perfis de retroespalhamento atenuado total para cada um desses 9 dias, certificando-se de que nenhum dos perfis medidos pelo CALIOP estavam contaminados por nuvens. A tabela 7.10 apresenta os valores de RL obtidas por meio de dados da AERONET ($RL_{AERONET}$), a RL inicial utilizada pelos algoritmos do CALIOP (RL_{CALIOP}) e os valores anteriormente obtidos ao aplicar o Modelo A/C ($RL_{A/C}$).

Das análises entre os valores de RL_{CALIOP} e $RL_{AERONET}$ obteve-se uma diferença percentual média de $(-2,35 \pm 17,53)\%$. Comparando os valores de RL do CALIOP com aqueles obtidos por meio do Modelo A/C para esses 9 dias, com a garantia de que não há contaminação por nuvens, foi obtida uma diferença percentual de $(-2,17 \pm 30,12)\%$. Esses resultados concordam com os valores encontrados por Rogers *et al.* (2011), que compararam os perfis de retroespalhamento atenuado do CALIOP com perfis medidos por um sistema HRSL a bordo de um avião voando na mesma trajetória do satélite, obtendo uma diferença percentual de $(-2,7 \pm 2,1)\%$ para dados de medidas noturnas, e $(-2,9 \pm 3,9)\%$ para medidas diurnas, mesmo na região da camada limite, onde ocorrem as maiores variações das

Tabela 7.10: Valores de razão lidar obtido pelo fotômetro solar da rede AERONET, pelo sistema CALIOP e pelo Modelo A/C.

Data/Local	$\Delta D (km)$	$RL_{AERONET} (sr)$	$RL_{CALIOP} (sr)$	$RL_{A/C} (sr)$
07/08/2006-AF	67,7	59,7	55,0	69,5
23/08/2006-AF	68,0	62,3	70,0	76,3
19/08/2007-AF	93,7	68,1	70,0	70,0
11/09/2007-CG	12,7	57,9	55,0	61,0
28/09/2007-RB	34,9	74,2	70,0	70,0
15/07/2008-SP	71,2	66,3	55,0	72,9
28/08/2008-AF	70,4	55,4	55,0	41,0
13/09/2008-AF	67,9	66,7	70,0	69,4
16/09/2009-AF	66,3	55,4	55,0	56,7

propriedades e tipos de aerossóis.

É preciso ressaltar que, esses valores de diferença percentual obtidos comparando a RL do CALIOP com os valores de RL calculados com produtos de inversão da AERONET, assim como os valores obtidos por meio de comparações com o Modelo A/C, e também comparações feitas com os dados do sistema MSP-Lidar, apontam uma pequena subestimação dos dados do CALIOP, que pode ser atribuída a problemas no processo de calibração dos seus dados. Como visto anteriormente na seção de calibração 4.3.5, eventos de altas energias incidindo nas fotomultiplicadoras do sistema de detecção podem gerar intensos sinais de ruídos causando erros significativos no cálculo do coeficiente de calibração. Mesmo com a utilização de filtros adaptativos para corrigir esses sinais de ruído intensos, dados medidos sobre a América do Sul estão sujeitos a processos de calibração imprecisos pois sofrem com os efeitos da Anomalia do Atlântico Sul [Hunt *et al.* (2009), Powell *et al.* (2009)].

De maneira geral, os resultados obtidos nesse primeiro trabalho de calibração dos dados do Satélite CALIPSO para o território brasileiro, na região da América do Sul, demonstram haver uma boa concordância entre os dados medidos pelos instrumentos operando em superfície e o sistema CALIOP.

A tabela 7.11³ compara valores de diferença percentual obtidos em outros trabalhos de validação com os valores obtidos nesse trabalho.

Tabela 7.11: Valores de diferença percentual obtidos por meio de estudos de validação do sistema CALIOP.

Estudo	Dados-Versão	Diferença percentual	Instrumentos	Nº de Casos
Kim <i>et al.</i> (2008)	versão 1	15,5 ± 4,2%	Lidar	6
Mamouri <i>et al.</i> (2009)	versão 2	-4 ± 6%	Lidar	40
Mona <i>et al.</i> (2009)	versão 2	-2 ± 12%	Lidar	68
Pappalardo <i>et al.</i> (2010)	versão 2	4,6 ± 50%	Lidar	4500
Kittaka <i>et al.</i> (2011)	versão 2	-19,1%	MODIS	76
Kacenenbogen <i>et al.</i> (2011)	versão 2	-38,4%	Lidar-HSRL	1
Rogers <i>et al.</i> (2011)	versão 3	-2,7 ± 2,1%	Lidar-HSRL	86
Este trabalho (2011)	versão 3	-2,35 ± 17,53%	AERONET	75
Este trabalho (2011)	versão 3	-2,17 ± 30,12%	Modelo A/C	75

7.6 Desempenho do Modelo A/C

Para verificar o desempenho do Modelo A/C e do processo de validação na região da América do Sul foi escolhido um estudo de caso no qual camadas de aerossóis são detectadas pelo sistema CALIOP a uma distância média de 93 km com relação ao sistema AERONET localizado em Alta Floresta no dia 19 de Agosto de 2007. A figura 7.17 a) mostra o perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude, medido pelo Satélite CALIPSO, para a região próxima ao sistema AERONET em AF (lat:-9,87). Nota-se que em toda a extensão da região medida uma densa camada de aerossóis está contida acima da CLP, entre as altitudes de 2 e 3 km, apresentando um intenso sinal de retroespalhamento atenuado total. A figura 7.17 b) mostra a intensidade do sinal de retroespalhamento atenuado total

³São apresentados nessa tabela os menores valores de diferença percentual encontrados nos trabalhos como um todo, sem discriminar quanto a medidas noturnas ou diurnas, ou em grandes altitudes ou na região da CLP.

em 532 nm em função da altitude com uma resolução horizontal de 5 km, correspondendo a região mais próxima ao sistema AERONET em AF, essa figura mostra claramente uma camada de aerossóis detectada entre 2 e 3 km.

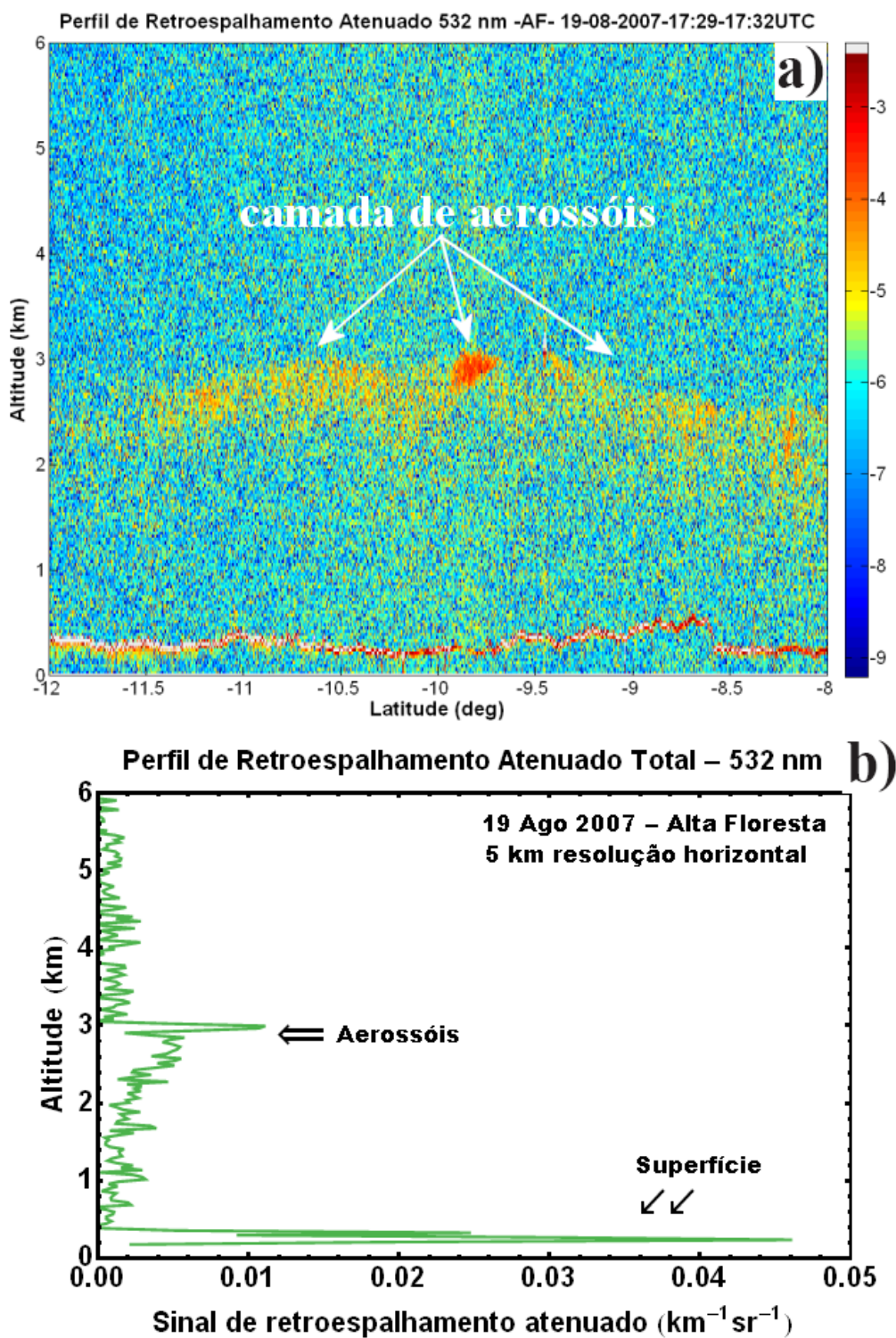


Figura 7.17: a) Perfil de retroespalhamento atenuado total em 532 nm em função da latitude, e b) Intensidade do sinal de retroespalhamento atenuado total em função da altitude com resolução horizontal de 5 km para a região de Alta Floresta no dia 19 de Agosto de 2007.

A figura 7.18 a) mostra o perfil atmosférico da razão de depolarização, dada pela equação 4.3.5, em função da altitude medido pelo CALIOP na região de máxima aproximação do satélite com relação ao local da AERONET. Esse canal é muito útil na identificação de sinais de nuvens uma vez que a componente de polarização da luz é alterada ao ser espalhada por nuvens [Hu *et al.* (2007), Hu (2007)], dessa forma, como não é observada uma variação significativa nos valores da razão de depolarização $\delta(r)$, que oscila em torno de zero para o intervalo de altitude entre 2 e 3 km, é uma comprovação de que a densa camada detectada nessa altitude de altitude não é formada por nuvens.

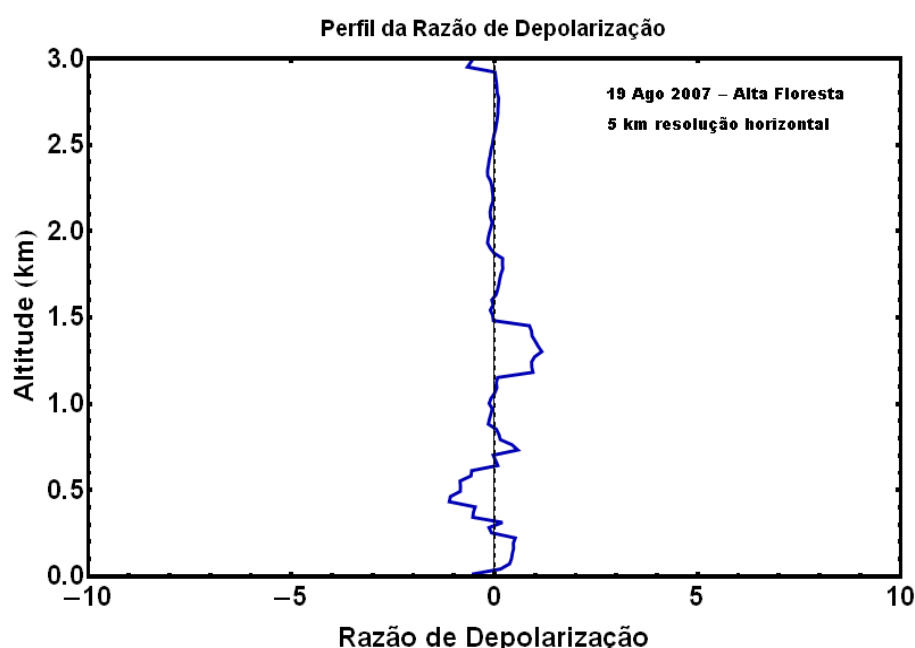


Figura 7.18: Perfil de razão de depolarização em função da altitude na localidade próxima do sistema AERONET em Alta Floresta no dia 19 de Agosto de 2007. Os Valores de razão de depolarização oscilam próximos de zero para a altitude entre 2 e 3 km.

Um forte indicativo de que essa densa camada possa ser classificada como aerossóis de queima de biomassa está associado aos valores de AOD medido pelo fotômetro solar da rede AERONET. No momento de maior proximidade do CALIOP com a localidade em questão o fotômetro solar mediu um valor de AOD de aproximadamente 1,44; e um valor de Expoente de Angström (AE), que correlaciona a dependência da AOD com o comprimento de onda dado pela equação 3.2.6, igual a 1,90. A figura 7.19 mostra o gráfico de dispersão da AOD em função do Expoente de Angström para todo o ano de 2007, a linha tracejada indica os valores medianos da AOD e do AE, e o ponto em vermelho representa os valores para o dia analisado em questão. Altos valores de AOD indicam uma atmosfera altamente carregada com aerossóis, assim como altos valores de AE são associados à aerossóis de

moda fina, essas duas características juntas indicam uma alta probabilidade da presença de aerossóis provenientes de queimada [Müller *et al.* (2007), Amiridis *et al.* (2009), Mariano *et al.* (2010)].

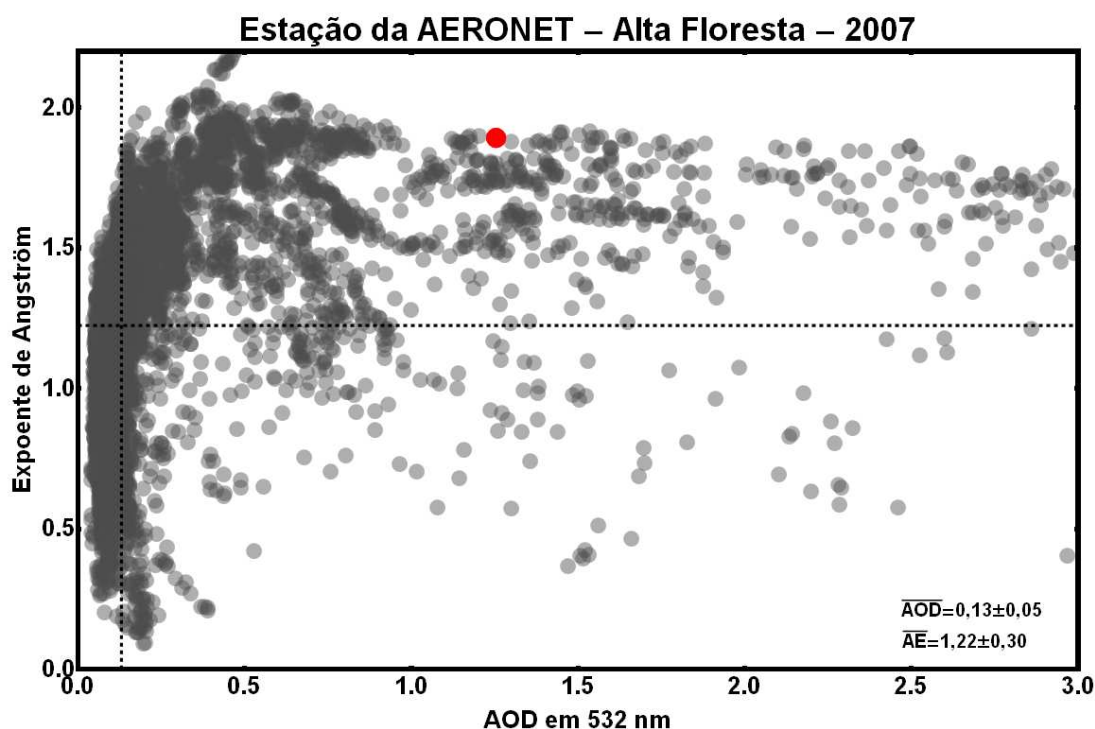


Figura 7.19: Gráfico de dispersão da AOD em 532 nm em função do Expoente de Angström para o ano de 2007 medido pelo fotômetro solar em Alta Floresta. As linhas tracejadas indicam os valores medianos da AOD e do AE, e o ponto vermelho o respectivo valor para essas grandezas no dia 19 de Agosto de 2007 no horário próximo da passagem do satélite CALIPSO.

Segundo o fluxograma utilizado na seleção de valores de razão lidar inicial no algoritmo SCA do CALIOP, descrito na seção 4.3.10 pela figura 4.10, quando valores da razão de depolarização e do coeficiente de retroespalhamento atenuado estimado e integrado na coluna atmosférica, dado pela equação 4.3.11 e 4.3.12, respectivamente, possuem valores $\delta < 0,075$ e $\gamma' > 0,0005 \text{ km}^{-1}$, existe uma grande possibilidade da camada ser formada por aerossóis de queima de biomassa. Realizando uma análise desses valores utilizando dados de nível 2 para camadas de aerossóis com resolução horizontal de 5 km do CALIOP, foram detectadas duas camadas de aerossóis na atmosfera. A primeira apresentou valores de $\delta = 0,0059 \pm 0,1654$ e $\gamma' = (0,0018 \pm 0,0027) \text{ km}^{-1}$, para um intervalo de altitude entre 2,34 e 3,026 km, considerada como uma camada elevada de acordo com Liu *et al.* (2006), sendo assim classificada como aerossóis de queima de biomassa. A segunda camada apresentou valores de $\delta = -0,026 \pm 0,299$ e $\gamma' = (0,0014 \pm 0,0043) \text{ km}^{-1}$, para altitude de base de 0,328 km e altitude de topo de 2,31 km, sendo classificada como aerossóis do tipo

continental poluído, de acordo com o algoritmo de classificação de aerossóis da figura 4.10.

Por meio dos dados de inversão da AERONET, foram obtidos valores de distribuição de tamanho das partículas de aerossóis para esse estudo de caso. A figura 7.20 mostra a distribuição de tamanho em função do raio das partículas, na qual o gráfico logarítmico mostra uma distribuição bimodal com uma grande quantidade de partículas de moda fina (menor raio) e uma menor quantidade de partículas com raio maior, ou seja, de moda grossa. Essa é uma típica distribuição que classifica as partículas como aerossóis de queima de biomassa [Dubovik *et al.* (2000), Dubovik e King (2000)], embora Omar *et al.* (2005) atribua essa mesma distribuição à aerossóis do tipo continental poluído, detectados principalmente em baixas altitudes, como por exemplo dentro da região da CLP.

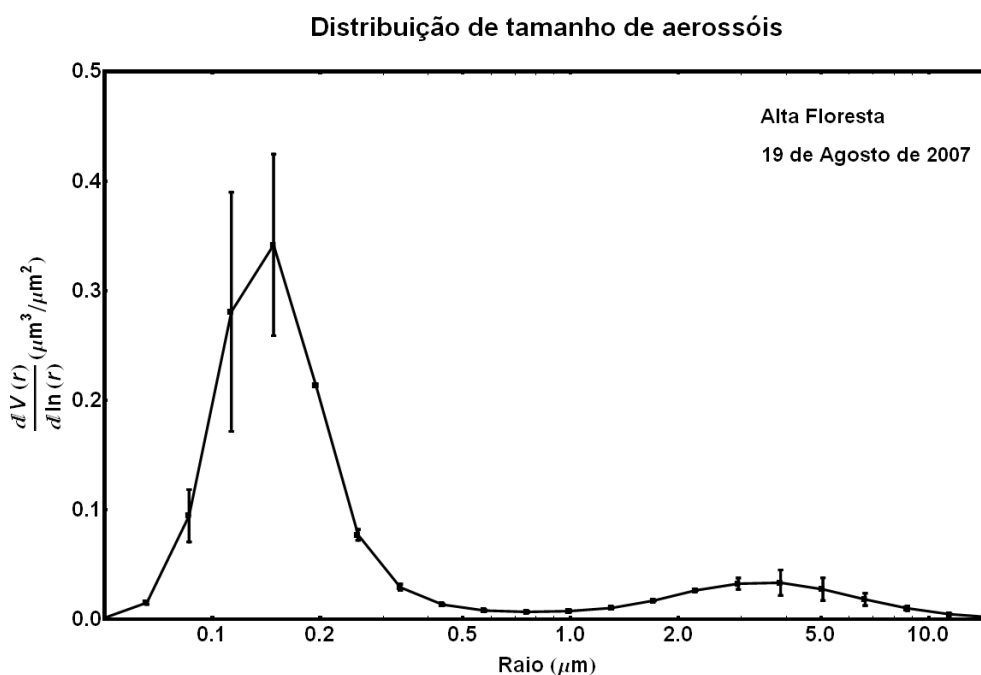


Figura 7.20: Distribuição de tamanho de partículas de aerossóis em função do raio obtida por métodos de inversão a partir de dados recuperados pelo fotômetro solar em Alta Floresta em 19 de Agosto de 2007. Essa distribuição bimodal é uma típica distribuição para aerossóis classificados como continental poluído.

Comparando ainda os valores de razão lidar obtidos por cada um dos instrumentos, tem-se um valor de 70 sr medido pelo CALIOP, e um valor de 68,1 sr medido pela AERONET. Os valores de AOD obtidos pelos dois instrumentos são de 1,05 para o CALIOP e 1,04 para a AERONET, mostrando assim que ambos instrumentos estão em acordo com relação aos valores medidos das propriedades ópticas da atmosfera para esse caso.

O valor de RL igual a 70 sr é um valor típico para aerossóis de queima de biomassa ou continental poluído. A AERONET, baseado na distribuição de tamanho desses aerossóis, fi-

gura 7.20, classifica-os como aerossóis de queima de biomassa, contudo, o sistema CALIOP só atribui essa classificação para as camadas que estão em altitudes elevadas, acima da região da CLP, (veja figura 4.10). Nesse contexto se dá a grande diferença e vantagem em utilizar dados de um sistema Lidar, a sua capacidade de medida do perfil vertical dos aerossóis na atmosfera, identificando com grande resolução a altitude de cada camada. Pelas figuras 7.17 a) e 7.17 b) é possível identificar que primeira camada de aerossóis está dentro da camada limite, e é classificada como uma mistura de aerossóis do tipo continental poluído. Já a segunda camada, detectada entre 2 e 3 km com uma resolução vertical de 30 metros, é considerada como uma camada em altitude elevada, acima da camada limite planetária, dessa forma classificada como aerossóis de queima de biomassa, concordando com a mesma classificação feita pela AERONET, que por realizar medidas integrada na coluna atmosférica não consegue distinguir a altura de cada camada, classificando todos os aerossóis como um mesmo tipo e não distinguindo a camada de aerossóis do tipo continental poluído. A classificação desses aerossóis realizada pelo sistema CALIOP pode ser verificada na figura 7.21 a) pelo perfil de máscara das características verticais da atmosfera, e pela figura 7.21 b) do subtipo de aerossóis.

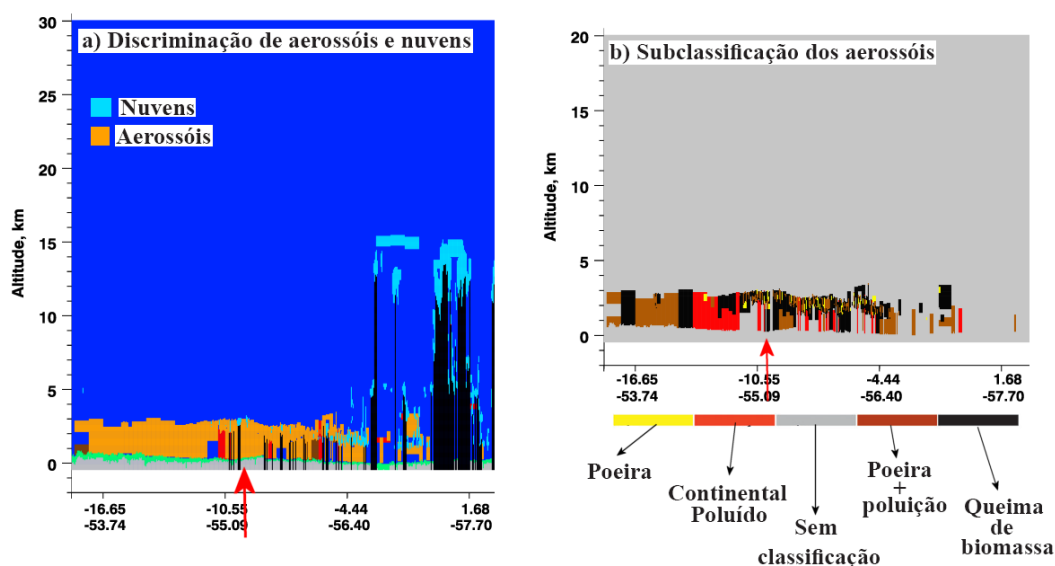


Figura 7.21: Perfil de máscara das características verticais da atmosfera na localidade próxima ao sistema AERONET em Alta Floresta, indicado pela seta vermelha, no dia 19 de Agosto de 2007.

É possível ainda comparar os valores de RL utilizados pelo conjunto de algoritmos do CALIOP com o Modelo A/C. Aplicando o valor de AOD medido pela AERONET, $AOD_{AERONET} = 1,04$ na equação 6.0.1 obtém-se o valor mais apropriado de RL pelo Modelo A/C igual a $RL_{A/C} = 70,2$ sr, enquanto o valor da Razão Lidar utilizado pelo CA-

LIOP no algoritmo HERA foi de 70 sr. O valor da diferença percentual foi de -0,28%, indicando que nesse estudo de caso o desempenho do algoritmo de escolha do valor inicial da RL_{CALIOP} e, conseqüentemente, do algoritmo de recuperação do perfil de extinção do CALIOP mostrou-se confiável.

Esses resultados, de maneira geral, demonstram que o CALIOP é uma poderosa ferramenta na detecção e classificação de camadas de aerossóis devido a sua capacidade de resolução em escala vertical e funcionamento confiável do seu algoritmo de recuperação de dados das propriedades ópticas da atmosfera.

Capítulo 8

Conclusões

Nesse trabalho de doutorado foi desenvolvida uma metodologia de validação dos dados do sistema Lidar CALIOP em funcionamento a bordo do Satélite CALIPSO utilizando dados de medidas correlativas de fotômetros solares instalados em cinco locais no território brasileiro, assim como utilizando também dados de um sistema Lidar de retroespalhamento elástico instalado na cidade de São Paulo.

Para o desenvolvimento da metodologia de validação foram desenvolvidos um conjunto de três algoritmos, o primeiro, algoritmo COVERLAI, traça as trajetórias do CALIPSO e determina a data e horário de sua passagem mais próxima em qualquer localidade escolhida por meio de coordenadas de latitude e longitude. A segunda parte do algoritmo, MCSA, determina os dias de medidas coincidentes entre o CALIPSO e os sistemas da AERONET, bem como as medidas coincidentes com o sistema MSP-Lidar, para distâncias menores/iguais a 100 km e em uma janela temporal de 2 a 4 horas centrada no momento de máxima aproximação do satélite CALIPSO. A terceira parte do conjunto de algoritmos, CLARA, seleciona apenas os dias de medidas coincidentes entre os instrumentos com condições livre de nuvens e calcula as alturas dos centróides de retroespalhamento. Por meio desses algoritmos foram selecionados um total de 210 dias possíveis para análises e calculado todos os centróides de retroespalhamento para cada um dos 20 perfis de medidas com 5 km de resolução horizontal medidos pelo CALIPSO em cada um dos 210 dias selecionados.

Após utilizados esse conjunto de algoritmos para seleção dos dias de medidas coincidentes e calculado os centróides, foram determinadas todas as trajetórias de massas de ar para cada um dos 20 perfis de medidas com 5 km de resolução horizontal utilizando o modelo de trajetórias HYSPLIT do NOAA. Esses perfis foram obtidos utilizando trajetórias

reversas e diretas em uma escala temporal de 4 a 6 horas, iniciando no momento de máxima aproximação do CALIPSO pela localidade em questão. A partir dessas análises foram selecionados 75 dias nos quais as parcelas de massas de ar são transportadas da região de medida do CALIPSO para o local de medida da AERONET ou do MSP-Lidar, ou ainda de maneira contrária, dos locais de medidas dos sistemas em superfície até o local de medida do CALIPSO. Os dias que satisfizeram essas condições foram equivalentes a menos de 7% do valor total de medidas noturnas e diurnas do CALIPSO próximo as cinco localidades. Como mencionado anteriormente, essa quantidade pode parecer pequena, contudo foram selecionados apenas os dias de medidas coincidentes que passaram por um rigoroso processo de seleção, garantindo um alto grau de confiabilidade desses dados.

Para esses 75 dias de medidas coincidentes com condições livre de nuvens e alta possibilidade de ambos instrumentos, em órbita e em superfície, estarem medido a mesma parcelas de ar foi aplicado um modelo para a determinação dos valores de Razão Lidar utilizando dados do sistema CALIOP e valores de AOD recuperados pelos fotômetros solares da rede AERONET. Nesse processo, denominado Modelo A/C, utilizou-se valores de coeficiente de retroespalhamento atenuado em 532 nm integrado na coluna, obtidos por meio das medidas do CALIOP, e também valores de espessura óptica dos aerossóis em 532 nm medidos pela AERONET, para a determinação de valores mais apropriados de Razão Lidar. Tais valores baseados em medidas experimentais foram comparados com valores iniciais estimados por um modelo criado para ser aplicado no algoritmo do sistema CALIOP para a recuperação de propriedades ópticas da atmosfera. A comparação inicial de tais valores mostrou uma distribuição contínua dos valores de RL obtidos pelo Modelo A/C, mas com valores tendendo aos valores de RL utilizados a priori pelo algoritmo do CALIOP. Foram obtidas tendência de valores de 35 e 45 sr, típico para aerossol de poeira, um pico proeminente entre 50 e 55 sr e outro em 65 sr, valores que classificam aerossóis de poeira + poluição, e outro pico entre 65 e 70, que pode representar aerossóis de queima de biomassa ou do tipo continental poluído. Esses valores obtido pelo Modelo A/C podem ser considerados consistentes com aqueles utilizados pelo algoritmo HERA do CALIOP uma vez que a incerteza nos valores de RL são estimadas em até 30%. Além disso, a diferença percentual obtida entre os valores de RL_{CALIOP} e valores de $RL_{A/C}$ foi de $-8 \pm 64\%$, mostrando-se estar em concordância quando comparados com outros trabalhos de validação do Satélite CALIPSO.

A comparação dos valores de RL utilizados pelo sistema CALIOP com os valores obtidos

por meio de medidas com o sistema MSP-Lidar apresentou uma variação de aproximadamente 10%, para valores subestimados do sistema CALIOP. Essa variação pode ser atribuída ao fato da atmosfera de São Paulo ser carregada por diversos tipos de aerossóis, e as distâncias médias de passagem do CALIPSO em relação a localização do MSP-Lidar estarem em torno de 79 km. Dessa forma, a falta de homogeneidade da região da camada limite observada pelos sistemas em superfície e em órbita, pode ter influenciado sobremaneira para o aumento dessa diferença entre os valores de RL obtidos por ambos os sistemas. Foi calculada uma diferença percentual média de $-10,84 \pm 17,71\%$, que mesmo ligeiramente acima do valor obtido pelo Modelo A/C, encontra-se em concordância com valores apresentados na literatura de validação do sistema CALIOP.

Dado os valores de diferença percentual obtidos em ambas análises foi observado que os dados do sistema CALIOP estão de certa forma subestimados com relação aos dados medidos por instrumentos instalados em solo. As causas dessa subestimação foram investigadas, podendo ser devido a contaminação de alguns perfis de retroespalhamento por nuvens esparsas que, eventualmente não são detectadas, ou, são erroneamente classificadas como aerossóis, como foi constatado na análise realizada para o dia 07 de Junho de 2007 próximo a localidade de Cuiabá (CB). Os perfis de retroespalhamento atenuado total em função da latitude e em função da altitude mostram haver nuvens esparsas em torno de 2800 metros de altitude. O perfil vertical de extinção apresenta um fraco sinal de extinção abaixo das camadas de nuvens esparsas detectadas, gerando conseqüentemente uma diminuição nos valores de AOD medidos pelo CALIOP, implicando por sua vez na errônea classificação dos valores de tais camadas, que acabaram gerando uma escolha não conveniente para os valores iniciais de RL, e uma subestimação de cerca de -21% quando comparados com valores obtidos pelo Modelo A/C. A outra possibilidade para a subestimação dos dados de medida do CALIPSO seria o fato do sistema apresentar uma baixa relação sinal-ruído, dificultando a detecção de fracas camadas de aerossóis, dessa forma os valores de profundida óptica medidos pelo sistema CALIOP podem estar desconsiderando uma parcela de aerossóis que é medida pela AERONET. Isso fica evidenciado no exemplo apresentado, no qual o CALIOP realizou uma medida a uma distância horizontal de cerca de 12,7 km do sistema da AERONET em Campo Grande (CG) e na mesma janela temporal, o que serve como indicativo da grande possibilidade de ambos os sistemas estarem observando a mesma parcela de aerossóis. Contudo, enquanto a AERONET apresenta valores de AOD de 0,281 o sistema CALIOP obtêm a re-

cuperação da AOD em 0,165, cerca de -41,3% de diferença percentual, diferença essa que pode ocorrer caso haja uma grande variação da quantidade de aerossóis na camada limite planetária daquela região em questão.

Para que fosse certificado de que nesses 75 dias de medidas correlativas analisadas não houvesse nenhuma possível contaminação por nuvens foram selecionados produtos de inversão de nível 2 da AERONET, garantindo a qualidade na calibração dos dados e a não contaminação por nuvens. Assim, desses 75 dias foram selecionados 9 dias de medidas correlativas, que passaram por uma análise visual do perfil de retroespalhamento atenuado total em função da latitude e altitude, medidos pelo sistema CALIOP, para garantir que não havia contaminação por nuvens. Uma vez garantindo essa condição foram calculados os valores de RL por meio desses produtos de inversão da AERONET e comparados com os valores de RL utilizados nos conjuntos de algoritmos do CALIOP, bem como aqueles sugeridos pelo Modelo A/C. A primeira comparação forneceu um resultado de diferença percentual de $(-2,35 \pm 17,53)\%$ entre os valores de RL do CALIOP e da AERONET. A segunda comparação, de valores de RL do CALIOP com aqueles calculados por meio do Modelo A/C, resultou em uma diferença percentual de $(-2,17 \pm 30,12)\%$. Esses valores de diferença percentual mostraram-se consistentes e abaixo dos valores obtidos em outros trabalhos de validação dos dados desse satélite. Esses resultados apresentam valores de desvio padrão bem acima dos seus valores médios pois existe um grande dispersão nessa distribuição, contudo esses valores ainda se encontram dentro do intervalo de incerteza para os valores de razão lidar que podem chegar em até 30%.

Por final, a análise de um estudo de caso mostra o desempenho satisfatório no processo de classificação das propriedades ópticas dos aerossóis na atmosfera para um evento de detecção de queima de biomassa próximo a região de Alta Floresta. O Satélite CALIPSO demonstrou sua eficácia, poder de detecção e vantagem ao medir o perfil atmosférico identificando e classificando os aerossóis de queima de biomassa em alturas elevadas, que também foram detectadas pelo fotômetro solar, contudo sem identificar a camada formada por aerossóis do tipo continental poluído. Isso demonstra que, embora cada uma das técnicas tenham suas desvantagens, justas elas completam-se, tornando mais eficientes os estudos dos aerossóis e sua influência nos processos de mudanças climáticas.

Dessa forma, a implementação de uma metodologia de validação dos dados do sistema CALIOP para medidas realizadas no território brasileiro, e conseqüentemente na região da

América do Sul, mostrou-se eficaz e com resultados satisfatórios. Esse trabalho de validação do CALIPSO é o primeiro do gênero a ser realizado nessa região do globo terrestre, e espera que possa vir a ser útil, tanto para a equipe do Satélite CALIOP nos próximos passos de implementação de novas versões dos seus dados, possuindo melhorias e correções no processo de calibração, assim com no processo de identificação, classificação das camadas de aerossóis e na recuperação de produtos de propriedades ópticas da atmosfera. Espera-se também que esse trabalho seja útil ainda como referência para os posteriores estudos atmosféricos utilizando os dados do CALIPSO.

Sugestões para trabalhos futuros

A sequência natural desse estudo para novos trabalhos a serem desenvolvidos a longo prazo seria utilizar os dados do Satélite CALIPSO para o melhor entendimento das propriedades ópticas dos aerossóis e a sua influência nos processos de mudanças climáticas tanto em escala global quanto em escala regional.

De maneira imediata, os dados do Satélite CALIPSO podem contribuir para estudos de impactos de aerossóis no território brasileiro, identificando centros produtores de aerossóis, principalmente aqueles provenientes de queimadas, e monitorando o seu transporte para regiões distantes. Pode ser realizado ainda o processo de assimilação dos dados de perfil vertical da atmosfera nos modelos de transportes de aerossóis ou em modelos de previsões. Assim como na determinação e identificação do limite da altura da camada limite planetária cobrindo grande parte do território brasileiro, o que pode contribuir sobre maneira na implementação de informações mais precisas em modelos atmosféricos. É possível ainda utilizar os dados do sistema CALIOP no estudo de climatologia de nuvens cirrus no território brasileiro.

Referências Bibliográficas

ACKERMANN, J. The Extinction-to-Backscatter Ratio of Tropospheric Aerosol: A Numerical Study. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 15, p. 1043–1050, 1998.

ALLEY, R.; BERNTSEN, T.; BINDOFF, N. L.; CHEN, Z.; CHIDTHAISONG, A.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GREGORY, J.; HEGERL, G.; HEIMANN, M.; HEWITSON, B.; HOSKINS, B.; JOOS, F.; JOUZEL, J.; KATTSOV, V.; LOHMANN, U.; MANNING, M.; MATSUNO, T.; MOLINA, M.; NICHOLLS, N.; OVERPECK, J.; QIN, D.; RAGA, G.; RAMASWAMY, V.; REN, J.; RUSTICUCCI, M.; SOLOMON, S.; SOMERVILLE, R.; STOCKER, T. F.; STOTT, P.; STOUFFER, R. J.; WHETTON, P.; WOOD, R. A.; WRATT, D. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2007.

AMIRIDIS, V.; BALIS, D. S.; GIANNAKAKI, E.; STOHL, A.; KAZADZIS, S.; KOUKOULI, M. E.; ZANIS, P. Optical characteristics of biomass burning aerosols over Southeastern Europe determined from UV-Raman Lidar measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 9, p. 2431–2440, 2009.

ANDERSON, T. L.; CHARLSON, R. J.; BELLOUIN, N.; BOUCHER, O.; CHIN, M.; CHRISTOPHER, S. A.; HAYWOOD, J.; KAUFMAN, Y.; KINNE, S.; OGREN, J. A.; REMER, L. A.; TAKEMURA, T.; TANRÉ, D.; TORRES, O.; TREPTE, C. R.; WIELICKI, B. A.; WINKER, D. M.; YU, H. “an A-Train” strategy for quantifying direct climate forcing by anthropogenic aerosols. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, p. 1795–1809, 2005.

ANDERSON, T. L.; CHARLSON, R. J.; SCHWARTZ, S. E.; KNUTTI, R.; BOUCHER, O.; RODHE, H.; HEINTZENBERG, J. Climate Forcing by Aerosols - a Hazy Picture. *Atmospheric Sciences*, v. 300, p. 1103–1104, 2003.

- ANDERSON, T. L.; CHARLSON, R. J.; WINKER, M.; OGREN, J. A.; HOLMÉN, K. Mesoscale Variations of Tropospheric Aerosols. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 60, p. 119–136, 2003b.
- ANDREWS, D. G. *An Introduction to Atmospheric Physics*. 2nd. ed. United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2010.
- ANSMANN, A.; RIEBESELL, M.; WEITKAMP, C. Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar. *Opt. Lett.*, v. 15, n. 13, p. 746–748, 1990.
- ARGALL, P. S.; SIGA, R. J. *The Encyclopedia of Optics - Basic Foundations and Practical Applications*. 1st. ed. Germain: Wiley-VHC, 2004.
- ARTAXO, P.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; PROCÓPIO, A. S.; PAULIQUEVIS, T. M.; ANDREAE, M. O.; GUYON, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, amazonia. *J. Geophys. Res.*, v. 107, p. D208081, 2002.
- BAIN, W. C.; SANDFORD, M. C. W. Light scatter from a laser beam at heights above 40 km. *J. Atmos. Terr. Phys.*, v. 28, p. 543–552, 1966.
- BERGSTROM, R. W.; PILEWSKIE, P.; RUSSELL, P. B.; REDEMANN, J.; BOND, T. C.; QUINN, P. K.; SIERAU, B. Spectral absorption properties of atmospheric aerosols. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 7, p. 5937–5943, 2007.
- BINGEN, C.; FUSSEN, D.; VANHELLEMONT, F. A global climatology of stratospheric aerosol size distribution parameters derived from SAGE II data over the period 1984–2000: 1. methodology and climatological observations. *J. Geophys. Res.*, v. 109, p. D06201, 2004.
- BÖCKMANN, C.; WANDINGER, U.; ANSMANN, A.; BÖSENBERG, J.; AMIRIDIS, V.; BOSELLI, A.; DELAVAL, A.; TOMASI, F. D.; FRILOUD, M.; GRIGOROV, I. V.; HAGARD, A.; HORVAT, M.; IARLORI, M.; KOMGUEM, L.; KREIPL, S.; LARCHEVÊQUE, G.; MATTHIAS, V.; PAPAYANNIS, A.; PAPPALARDO, G.; ROCADENBOSCH, F.; RODRIGUES, J. A.; SCHNEIDER, J.; SHCHERBAKOV, V.; WIEGNER, M. Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 2. Aerosol backscatter algorithms. *Appl. Optics*, v. 43, n. 4, p. 977–989, 2004.

BOHREN, C. F.; HUFFMAN, D. R. *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. 1st. ed. New York: Wiley-Interscience Publication, 1983.

BURTON, S. P.; FERRARE, R. A.; HOSTETLER, C. A.; HAIR, J. W.; KITAKA, C.; VAUGHAN, M. A.; OBLAND, M. D.; ROGERS, R. R.; COOK, A. L.; HARPER, D. B.; REMER, L. A. Using airborne high spectral resolution lidar data to evaluate combined active plus passive retrievals of aerosol extinction profiles. *J. Geophys. Res.*, v. 115, p. D00H15, 2010.

CAMPANELLI, M.; MONACHE, L. D.; MALVESTUTO, V.; OLIVIERI, B. On the correlation between the depth of the boundary layer and the columnar aerosol size distribution. *Atmos. Environ.*, v. 37, p. 4483–4492, 2003.

CASTANHO, A. D. A.; MARTINS, J. V.; ARTAXO, P. MODIS Aerosol Optical Depth Retrievals with high spatial resolution over an Urban Area using the Critical Reflectance. *J. Geophys. Res.*, v. 113, p. D02201, 2008.

CATTRALL, C.; REAGAN, J.; THOME, K.; DUBOVIK, O. Variability of aerosol and spectral lidar and backscatter and extinction ratios of key aerosol types derived from selected Aerosol Robotic Network locations. *J. Geophys. Res.*, v. 110, p. D10S11, 2005.

CLEMESHA, B. R.; KENT, G. S.; WRIGHT, R. W. H. Optical radar evidence for atmospheric dust layers around 85 km altitude. *Nature*, v. 214, p. 261 – 262, 1966.

DOHERTY, S. J.; ANDERSON, T. L.; CHARLSON, R. J. Measurement of the lidar ratio for atmospheric aerosols with a 180° backscatter nephelometer. *Appl. Optics*, v. 38, n. 9, p. 1823–1832, 1999.

DRAXLER, R. R.; HESS, G. D. An overview of the HYSPLIT 4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition. *Australian Meteorological Magazine*, v. 47, p. 295–308, 1998.

DUBOVIK, O.; HOLBEN, B.; ECK, T. F.; SMIRNOV, A.; KAUFMAN, Y. J.; KING, M. D.; TANRÉ, D.; SLUTSKER, I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 59, p. 590–608, 2002.

- DUBOVIK, O.; KING, M. D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, v. 105, n. D16, p. 20673–20696, 2000.
- DUBOVIK, O.; SMIRNOV, A.; HOLBEN, B. N.; KING, M. D.; KAUFMAN, Y. J.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from aerosol robotic network (aeronet) sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, v. 105, n. D8, p. 9791–9806, 2000.
- ECHALAR, F.; ARTAXO, P.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M.; GERAB, F.; MAENHAUT, W.; HOLBEN, B. N. Long-term monitoring of atmospheric aerosols in the amazon basin: Source identification and apportionment. *J. Geophys. Res-Atmos.*, v. 103, p. 31849–31864, 1998.
- FERNALD, F. G. Analysis of atmospheric Lidar observations: some comments. *Appl. Optics*, v. 23, p. 652–653, 1984.
- FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; DIAS, M. A. F. S.; DIAS, P. L. S.; PRINS, R. C. E.; ARTAXO, P.; GRELL, G. A.; RECUERO, F. S. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environmental Fluid Mechanics*, v. 5, p. 135–167, 2005.
- FUJII, T.; FUKUCHI, T. *Laser remoting sensing*. 1th. ed. New York: CRC Press - Taylor & Francis Group, 2005.
- GANGULY, D.; GINOUX, P.; RAMASWAMY, V.; WINKER, D. M.; HOLBEN, B. N.; TRIPATHI, S. N. Retrieving the composition and concentration of aerosols over the Indo-Gangetic basin using CALIOP and AERONET data. *Geophys. Res. Lett.*, v. 36, p. L13806, 2009.
- GHAN, S. J.; SCHWARTZ, S. E. Aerosol Properties and Process - a path from field and laboratory measurements to global climate models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 88, p. 1059–1083, 2007.
- GOBBI, G. P.; BARNABA, F.; AMMANNATO, L. The vertical distribution of aerosols, Saharan dust and cirrus clouds in Rome (Italy) in the year 2001. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 4, p. 351–359, 2001.

GUERRERO-RASCADO, J. L.; RUIZ, B.; ALADOS-ARBOLEDASA, L. Multi-spectral Lidar characterization of the vertical structure of Saharan dust aerosol over southern Spain. *Atmos. Environ.*, v. 42, n. 11, p. 2668–2681, 2008.

HAIR, J. W.; HOSTETLER, C. A.; COOK, A. L.; HARPER, D. B.; FERRARE, R. A.; MACK, T. L.; WELCH, W.; IZQUIERDO, L. R.; HOVIS, F. E. Airborne High Spectral Resolution Lidar for profiling aerosol optical properties. *Appl. Optics*, v. 47, n. 36, p. 6734–6753, 2008.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. *Fundamentals of physics*. 8th. ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 2007.

HEWITT, C. N.; JACKSON, A. V. *Handbook of Atmospheric Science*. 1st. ed. United Kingdom: Blackwell Publishing, 2003.

HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I.; TANRÉ, D.; BUIS, J. P.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J. A.; KAUFMAN, Y. J.; NAKAJIMA, T.; LAVENU, F.; JANKOWIAK, I.; SMIRNOV, A. Aeronet - A Federal Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sens. Environ.*, v. 66, p. 1–16, 1998.

HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I.; SMIRNOV, A.; SINYUK, A.; SCHAFER, J.; GILES, D.; DUBOVIK, O. *AERONET's Version 2.0 quality assurance criteria*. [S.l.], 2011. Disponível em: <<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em: 27 Abril 2011.

HOSTETLER, C. A.; LIU, Z.; REAGAN, J.; VAUGHAN, M. A.; WINKER, D. M.; OSBORN, M.; HUNT, W. H.; POWELL, K. A.; TREPTE, C. **CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document - Calibration and Level 1 data products**. *Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations*, PC-SCI-201, p. 1–66, 2006.

HU, Y. Depolarization ratio - effective lidar ratio relation: Theoretical basis for space lidar cloud phase discrimination. *Geophys. Res. Lett.*, v. 34, p. L11812, 2007.

HU, Y.; VAUGHAN, M. A.; LIU, Z.; LIN, B.; YANG, P.; FLITTNER, D.; HUNT, W. H.; KUEHN, R. E.; HUANG, J.; WU, D.; RODIER1, S.; POWELL, K. A.; TREPTE, C. R.; WINKER, D. M. The depolarization - attenuated backscatter relation: CALIPSO Lidar measurements vs. theory. *Optics Express*, v. 15, n. 9, p. 5327–5332, 2007.

HULBURT, E. O. Observations of a searchlight beam to an altitude of 28 kilometers. *J. Opt. Soc. of Am.*, v. 27, p. 377–382, 1937.

HUNT, W. H.; LUCKER, P. L.; POWELL, K. A.; VAUGHAN, M. A. CALIPSO Lidar performance trends over the first twenty months. In: CONFERENCE, O. C. of the 24th International Laser Radar (Ed.). *Proceedings of 24th International Laser Radar Conference*. [S.l.: s.n.], 2008. v. 2, p. 1165–1168.

HUNT, W. H.; WINKER, D. M.; VAUGHAN, M. A.; POWELL, K. A.; LUCKER, P. L.; WEIMER, C. CALIPSO Lidar Description and Performance Assessment. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 26, p. 1214–1228, 2009.

JACKSON, J. D. *Classical Electrodynamics*. 3rd. ed. New York: John Wiley & Sons, 1998.

JAGODNICKA, A. K.; STACEWICZ, T.; nSKI, G. K.; POSYNIK, M.; MALINOWSKI, S. P. Particle size distribution retrieval from multiwavelength Lidar signals for droplet aerosol. *Appl. Optics*, v. 48, n. 4, p. B8–B16, 2009.

KACENELENOGEN, M.; VAUGHAN, M. A.; REDEMANN, J.; HOFF, R. M.; ROGERS, R. R.; FERRARE, R. A.; RUSSELL, P. B.; HOSTETLER, C. A.; HAIR, J. W.; HOLBEN, B. N. An accuracy assessment of the CALIOP/CALIPSO version 2/version 3 daytime aerosol extinction product based on a detailed multi-sensor, multi-platform case study. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 11, p. 3981–4000, 2011.

KAUFMAN, Y. J.; SMIRNOV, A.; HOLBEN, B. N.; DUBOVIK, O. Baseline maritime aerosol - methodology to derive the optical thickness and scattering properties. *Geophys. Res. Lett.*, v. 28, p. 3251–3254, 2001.

KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, J. F. L. D.; PELON, J. Retrievals of profiles of fine and coarse aerosols using Lidar and radiometric space measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, v. 41, n. 8, p. 1743–1754, 2003.

KIEHL, J. T.; TRENBERTH, K. E. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, p. 197–208, 1997.

KIM, S. W.; BERTHIER, S.; RAUT, J. C.; CHAZETTE, P.; DULAC, F.; YOON, S. C. Validation of aerosol and cloud layer structures from the space-borne lidar CALIOP using a ground-based lidar in Seoul, Korea. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 8, p. 3705–3720, 2008.

- KITAKA, C.; WINKER, D. M.; VAUGHAN, M. A.; OMAR, A.; REMER, L. A. Intercomparison of column aerosol optical depths from CALIPSO and MODIS-Aqua. *Atmos. Meas. Tech.*, v. 4, p. 131–141, 2011.
- KLETT, J. D. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Optics*, v. 20, p. 211, 1981.
- _____. Lidar calibration and extinction coefficients. *Appl. Optics*, v. 22, p. 514, 1983.
- _____. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Appl. Optics*, v. 24, p. 1638, 1985.
- _____. Extinction boundary value algorithms for lidar inversion. *Appl. Optics*, v. 25, p. 2462, 1986.
- KOVACS, T. Comparing MODIS and AERONET aerosol optical depth at varying separation distances to assess ground-based validation strategies for spaceborne Lidar. *J. Geophys. Res.*, v. 111, p. D24203, 2006.
- KOVALEV, W. A.; EICHINGER, W. E. *Elastic Lidar: theory, practice and analysis methods*. 1st. ed. New Jersey: Wiley-Interscience Publication, 2004.
- LANDULFO, E.; FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; UEHARA, S. T.; SAWAMURA, P. A comparison study of regional atmospheric simulations with an elastic backscattering lidar and sunphotometry in an urban area. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 9, p. 6767–6774, 2009.
- LANDULFO, E.; LOPES, F. J. S.; MARIANO, G. L.; TORRES, A. S.; JESUS, W. C. de; NAKAEMA, W. M.; JORGE, M.; MARIANI, R. Study of the properties of aerosols and the air quality index using a backscatter Lidar system and AERONET sunphotometer in the city of São Paulo, Brazil. *J. Air & Waste Manage. Assoc.*, v. 60, p. 386–392, 2010.
- LANDULFO, E.; MATOS, C. A.; TORRES, A. S.; SAWAMURA, P.; UEHARA, S. T. Air quality assessment using a multi-instrument approach and air quality indexing in an urban area. *Atmos. Res.*, v. 85, p. 98–11, 2007.
- LANDULFO, E.; PAPAYANNIS, A.; ARTAXO, P.; CASTANHO, A. D. A.; FREITAS, A. Z. de; SOUZA, R. F.; JUNIOR, N. D. V.; JORGE, M.; SÁNCHEZ-CCOYLLO, O. R.; MOREIRA, D. S. Synergetic measurements of aerosols over São Paulo, Brazil using Lidar,

Sunphotometer and satellite data during dry season. *Atmos Chem Phys*, v. 3, p. 1523–1539, 2003.

LANDULFO, E.; PAPAYANNIS, A.; ARTAXO, P.; CASTANHO, A. D. A.; FREITAS, A. Z. de; SOUZA, R. F.; JUNIOR, N. D. V.; JORGE, M. P. P. M.; SÁNCHEZ-CCOYLLO, O. R.; MOREIRA, D. S. Tropospheric aerosol observations in São Paulo, Brazil using a compact lidar system. *Int. J. Remote Sens.*, v. 26, p. 2797–2816, 2005.

LANDULFO, E.; PAPAYANNIS, A.; TORRES, A. S.; UEHARA, S. T.; POZZETTI, L. M. V.; MATOS, C. A. de; SAWAMURA, P.; NAKAEMA, W. M.; JESUS, W. C. de. A four-year Lidar-Sun photometer aerosol study at São Paulo, Brazil. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 25, p. 1463–1468, 2008.

LEVIN, N. *Fundamentals of Remote Sensing*. Trieste: International Maritime Academy, 1999.

LIOU, K. N. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. 2nd. ed. California: Academic Press, 2002.

LIU, Z.; OMAR, A. H.; HU, Y.; VAUGHAN, M. A.; WINKER, D. M. **CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document - Part 3: Scene Classification Algorithms**. *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*, PC-SCI-202-P3, p. 1–56, 2006.

LIU, Z.; VAUGHAN, M. A.; WINKER, D. M.; KITAKA, C.; GETZEWICH, B. J.; KUEHN, R. E.; OMAR, A. H.; POWELL, K. A.; TREPTE, C. R.; HOSTETLER, C. A. The CALIPSO Lidar cloud and aerosol discrimination: Version 2 algorithm and initial assessment of performance. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 26, p. 1198–1213, 2009.

LIVINGSTON, J. M.; RUSSELL, P. B.; REID, J. S.; REDEMANN, J.; SCHMID, B.; ALLEN, D. A.; TORRES, O.; LEVY, R. C.; REMER, L. A.; HOLBEN, B. N.; SMIRNOV, A.; DUBOVIK, O.; WELTON, E. J.; CAMPBELL, J. R.; WANG, J.; CHRISTOPHER, S. A. Airborne Sun photometer measurements of aerosol optical depth and columnar water vapor during the Puerto Rico Dust Experiment and comparison with land, aircraft, and satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, v. 108, n. D19, p. 8588, 2003.

MAMOURI, R. E.; AMIRIDIS, V.; PAPAYANNIS, A.; GIANNAKAKI, E.; TSAKNAKIS, G.; BALIS, D. S. Validation of CALIPSO space-borne-derived attenuated backscatter

coefficient profiles using a ground-based lidar in Athens, Greece. *Atmos. Meas. Tech.*, v. 2, p. 513–522, 2009.

MARIANO, G. L.; LOPES, F. J. S.; JORGE, M. P. P. M.; LANDULFO, E. Assessment of biomass burnings activity with the synergy of sunphotometric and Lidar measurements in Sao Paulo, Brazil. *Atmos. Res.*, v. 98, p. 489–499, 2010.

MATTHAIS, V.; FREUDENTHALER, V.; AMODEO, A.; BALIN, I.; BALIS, D.; BÖSENBERG, J.; CHAIKOVSKY, A.; CHOURDAKIS, G.; COMERON, A.; DELAVAL, A.; TOMASI, F. D.; EIXMANN, R.; HAGARD, A.; KOMGUEM, L.; KREIPL, S.; MATTHEY, R.; RIZI, V.; RODRIGUES, J. A.; WANDINGER, U.; WANG, X. Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 1. Instruments. *Appl. Optics*, v. 43, n. 4, p. 961–976, 2004.

MATTIS, I.; ANSMANN, A.; WANDINGER, U.; MÜLLER, D. Unexpectedly high aerosol load in the free troposphere over central Europe in spring/summer 2003. *Geophys. Res. Lett.*, v. 30, n. 22, p. 2178, 2003.

MATTIS, I.; MONA, L.; MÜLLER, D.; PAPPALARDO, G.; ARBOLEDAS, L. A.; D'AMICO, G.; AMODEO, A.; APITULEY, A.; BALDASANO, J. M.; BOCKMANN, C.; BOSENBERG, J.; CHAIKOVSKY, A.; COMERON, A.; GIANNAKAKI, E.; GRIGOROV, I.; RASCADO, J. L. G.; GUSTAFSSON, O.; IARLORI, M.; LINNE, H.; MITEV, V.; MENENDEZ, F. M.; NICOLAE, D.; PAPAYANNIS, A.; GARCIA-PANDO, C. P.; PERRONE, M. R.; PIETRUCZUK, A.; PUTAUD, J. P.; RAVETTA, F.; RODRIRUKGUEZ, A.; SEIFERT, P.; SICARD, M.; SIMEONOV, V.; SOBOLEWSKI, P.; SPINELLI, N.; STEBEL, K.; STOHL, A.; TESCHE, M.; TRICKL, T.; WANG, X.; WIEGNER, M. EARLINET correlative measurements for CALIPSO. In: *Proceedings of SPIE Lidar Technologies, Techniques, and Measurements for Atmospheric Remote Sensing III*. [S.l.]: SPIE-Int. Soc. Optical Engineering, 2007. v. 6750, p. 67500Z.

MATTIS, I.; MÜLLER, D.; ANSMANN, A.; WANDINGER, U.; PREISSLER, J.; SEIFERT, P.; TESCHE, M. Ten years of multiwavelength raman lidar observations of free-tropospheric aerosol layers over central europe: Geometrical properties and annual cycle. *J. Geophys. Res.*, v. 113, p. D20202, 2008.

- MCCORMICK, M. P.; WINKER, D. M.; BROWELL, E. V. Scientific investigations planned for the Lidar in-space technology experiment (LITE). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 74, n. 11, p. 205–214, 1993.
- MCGILL, M.; HLAVKA, D.; HART, W.; SCOTT, V. S.; SPINHIRNE, J.; SCHMID, B. Cloud Physics Lidar: Instrument description and initial measurement results. *Geophys. Res. Lett.*, v. 41, n. 18, p. 3725–3734, 2002.
- MCGILL, M. J.; VAUGHAN, M. A.; TREPTE, C. R.; HART, W. D.; HLAVKA, D. L.; WINKER, D. M.; KUEHN, R. Airborne validation of spatial properties measured by the CALIPSO Lidar. *J. Geophys. Res.*, v. 112, p. D20201, 2007.
- MCPHERSON, C. J.; REAGAN, J. A.; SCHAFER, J.; GILES, D.; FERRARE, R.; HAIR, J.; HOSTETLER, C. AERONET, airborne HSRL, and CALIPSO aerosol retrievals compared and combined: A case study. *J. Geophys. Res.*, v. 115, p. D00H21, 2009.
- MEASURES, R. M. *Laser Remote Sensing Fundamentals and Applications*. 1st. ed. Florida: Krieger Publishing Company, 1984.
- MIE, G. *Ann. Phys.*, v. 4, n. 25, p. 377, 1908.
- MIELONEN, T.; AROLA, A.; KOMPPULA, M.; KUKKONEN, J.; KOSKINEN, J.; LEEUW, G. de; LEHTINEN, K. E. J. Comparison of CALIOP level 2 aerosol subtypes to aerosol types derived from AERONET inversion data. *Geophys. Res. Lett.*, v. 35, p. L23816, 2009.
- MIRANDA, R. M.; ANDRADE, M. F. Physicochemical characteristics of atmospheric aerosol during winter in the São Paulo Metropolitan area in Brazil. *Atmos. Environ.*, v. 39, p. 6188–6193, 2005.
- MISHCHENKO, M. I.; TRAVIS, L. D.; LACIS, A. A. *Scattering, Absorption, and Emission of Light by Small Particles*. 1st. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.
- MONA, L.; PAPPALARDO, G.; AMODEO, A.; AMICO, G. D.; MADONNA, F.; BOSELLI, A.; GIUNTA, A.; RUSSO, F.; CUOMO, V. One year of CNR-IMAA multi-wavelength Raman lidar measurements in coincidence with CALIPSO overpasses: Level 1 products comparison. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 9, p. 7213–7228, 2009.

- MÜLLER, D.; ANSMANN, A.; MATTIS, I.; TESCHE, M.; WANDINGER, U.; ALTHAUSEN, D.; PISANI, G. Aerosol-type-dependent Lidar ratios observed with Raman Lidar. *J. Geophys. Res.*, v. 112, p. D16202, 2007.
- MÜLLER, D.; MATTIS, I.; WANDINGER, U.; ANSMANN, A.; ALTHAUSEN, D.; DUBOVİK, O.; ECKHARDT, S.; STOHL, A. Saharan dust over a central European EARLINET-AERONET site: Combined observations with Raman Lidar and Sun photometer. *J. Geophys. Res.*, v. 108, n. D12, p. 4345, 2003.
- NASA. Formation flying: The Afternoon “A-Train” satellite constellation. *The Earth Science Enterprise Series*, NASA facts, p. 1–6, 2003.
- OMAR, A. H.; WINKER, D. M.; KITAKA, C.; VAUGHAN, M. A.; LIU, Z.; HU, Y.; TREPTE, C. R.; ROGERS, R. R.; FERRARE, R. A.; LEE, K.; KUEHN, R. E.; HOSTETLER, C. A. The CALIPSO automated aerosol classification and Lidar Ratio Selection Algorithm. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 26, p. 1994–2014, 2009.
- OMAR, A. H.; WON, J. G.; WINKER, D. M.; YOON, S. C.; DUBOVİK, O.; MCCORMICK, M. P. Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements. *J. Geophys. Res.*, v. 110, p. D10S14, 2005.
- PAPPALARDO, G.; WANDINGER, U.; MONA, L.; HIEBSCH, A.; MATTIS, I.; AMODEO, A.; ANSMANN, A.; SEIFERT, P.; LINNÉ, H.; APITULEY, A.; ARBOLEDAS, L. A.; BALIS, D.; CHAIKOVSKY, A.; AMICO, G. D.; TOMASI, F. D.; FREUDENTHALER, V.; GIANNAKAKI, E.; GIUNTA, A.; GRIGOROV, I.; IARLORI, M.; MADONNA, F.; MAMOURI, R. E.; NASTI, L.; PAPAYANNIS, A.; PIETRUCZUK, A.; PUJADAS, M.; RIZI, V.; ROCADENBOSCH, F.; RUSSO, F.; SCHNELL, F.; SPINELLI, N.; WANG, X.; WIEGNER, M. EARLINET correlative measurements for CALIPSO: First intercomparison results. *J. Geophys. Res.*, v. 115, p. D00H19, 2010.
- PARKINSON, C. L.; WARD, A.; KING, M. D. Earth Science Reference Handbook - A guide to NASA’s Earth Science Program and Earth Observing Satellite Missions. *Earth Science Reference Handbook*, p. 1–291, 2006.
- PEDRÓS, R.; ESTELLÉS, V.; SICARD, M.; GÓMEZ-AMO, J. L.; UTRILLAS, M. P.; MARTÍNEZ-LOZANO, J. A.; ROCADENBOSCH, F.; PÉREZ, C.; RECIO, J.

M. B. Climatology of the aerosol Extinction-to-Backscatter ratio from Sun-photometric measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 48, n. 1, p. 237–249, 2010.

PETZOLD, A.; FIEBIG, M.; FLENTJE, H.; KEIL, A.; LEITERER, U.; SCHRÖDER, F.; STIFTER, A.; WENDISCH, M.; WENDLING, P. Vertical variability of aerosol properties observed at a continental site during the Lindenberg Aerosol Characterization Experiment (LACE 98). *J. Geophys. Res.*, v. 107, p. D218128, 2002.

PLATT, C. M. R. Lidar and radiometer observations of cirrus clouds. *Journal of Atmospheric Science*, v. 30, p. 1191–1204, 1973.

POWELL, K. A.; HOSTETLER, C. A.; LIU, Z.; VAUGHAN, M. A.; KUEHN, R. E.; HUNT, W. H.; LIU, K.; TREPTE, C. R.; ROGERS, R. R.; YOUNG, S. A.; WINKER, D. M. Calipso Lidar Calibration Algorithms Part I: Nighttime 532 nm Parallel Channel and 532 nm Perpendicular Channel. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 26, p. 2315–2333, 2009.

REMER, L. A.; TANRÉ, D.; KAUFMAN, Y. J. **Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS**. *Atmospheric Sciences Data Center - NASA*, <http://modis.gsfc.nasa.gov/>, p. 1–87, 2006.

ROGERS, R. R.; HOSTETLER, C. A.; HAIR, J.; FERRARE, R. A.; LIU, Z.; OBLAND, M. D.; HARPER, D. B.; COOK, A. L.; POWELL, K. A.; VAUGHAN, M. A.; WINKER, D. M. Assessment of the CALIPSO Lidar 532 nm attenuated backscatter calibration using the NASA LaRC airborne High Spectral Resolution Lidar. *Atmos. Meas. Tech.*, v. 11, p. 1295–1311, 2011.

ROSÁRIO, N. do; YAMASOE, M. A.; aO, A. S.; SIQUEIRA, R. Multifilter rotating shadowband radiometer calibration for spectral aerosol optical depth retrievals over São Paulo City, Brazil. *Appl. Optics*, v. 47, n. 9, p. 1171–1176, 2008.

SALBY, M. L. *Fundamentals of atmospheric physics*. 1st. ed. California: Academic Press, 1996.

SASANO, Y.; BROWELL, E. V. Light scattering characteristics of various aerosol types derived from multiple wavelength lidar observations. *Appl. Optics*, v. 28, p. 1670–1679, 1989.

- SCHAFER, J. S.; HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; YAMASOE, M. A.; ARTAXO, P. Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols. *J. Geophys. Res-Atmos.*, v. 107, p. D208074, 2002.
- SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. *Atmospheric Chemistry and Physics - From Air Pollution to Climate Change*. 1st. ed. New Jersey: Wiley-Interscience Publication, 1998.
- SILFVAST, W. T. *Laser fundamentals*. 2nd. ed. New York: Cambridge University Press, 2004.
- SMULLIN, L. D.; FIOCCO, G. Detection of scattering layers in the upper atmosphere (60-140 km) by optical radar. *Nature*, v. 199, p. 1275–1276, 1963.
- SPINHIRNE, J. D.; PALM, S. P.; HART, W. D.; HLAVKA, D. L.; WELTON, E. J. Cloud and aerosol measurements from GLAS: Overview and initial results. *Geophys. Res. Lett.*, v. 32, n. 22, p. L22S03, 2005.
- SPINHIRNE, J. D.; REAGAN, J. A.; HERMAN, B. M. Vertical distribution of aerosol extinction cross section and inference of aerosol imaginary index in the troposphere by Lidar technique. *J. Appl. Meteor.*, v. 19, p. 426–438, 1980.
- STEPHENS, G. L.; VANE, D. G.; BOAIN, R. J.; MACE, G. G.; SASSEN, K.; WANG, Z.; ILLINGWORTH, A. J.; CONNOR, E. J. O.; ROSSOW, W. B.; DURDEN, S. L.; MILLER, S. D.; AUSTIN, R. T.; BENEDETTI, A.; MITRESCU, C.; TEAM, T. C. S. The CLOUDSAT mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 83, p. 1771–1790, 2002.
- SUGIMOTO, N.; LEE, C. H. Characteristics of dust aerosols inferred from Lidar depolarization measurements at two wavelengths. *Appl. Optics*, v. 45, n. 28, p. 7468–7474, 2006.
- TAO, Z.; MCCORMICK, M. P.; WU, D. A comparison method for spaceborne and ground-based Lidar and its application to the CALIPSO Lidar. *Appl. Phys. B*, v. 91, n. 3-4, p. 639–644, 2008.
- TAYLOR, F. W. The greenhouse effect and climate change revisited. *Rep. Prog. Phys.*, v. 65, p. 1–25, 2002.

THOMASON, L. W.; PITTS, M. C.; WINKER, D. M. CALIPSO observations of stratospheric aerosols: a preliminary assessment. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 7, p. 5283–5290, 2007.

Van de Hulst, H. C. *Light Scattering by small particles*. 1st. ed. New York: Dover Publications, 1957.

VAUGHAN, M. A.; KUEHN, R. E.; TACKETT, J.; ROGERS, R. R.; LIU, Z.; OMAR, A. H.; GETZEWICH, B.; POWELL, K. A.; HU, Y.; YOUNG, S. A.; AVERY, M.; WINKER, D. M.; TREPTE, C. R. Strategies for improved CALIPSO aerosol optical depth estimates. In: CONFERENCE, O. C. of 25th I. L. R. (Ed.). *Reviewed and Revised Papers Presented at the 25th International Laser Radar Conference*. [S.l.: s.n.], 2010.

VAUGHAN, M. A.; LIU, Z.; HU, Y.; OBLAND, M. D. On the spectral dependence of backscatter from cirrus clouds: Assessing CALIOP's 1064 nm calibration assumptions using cloud physics lidar measurements. *J. Geophys. Res.*, v. 115, p. D14206–D14223, 2010.

VAUGHAN, M. A.; POWELL, K. A.; KUEHNAND, R. E.; YOUNG, S. A.; WINKER, D. M.; HOSTETLER, C. A.; HUNT, W. H.; LIU, Z.; MCGILL, M. J.; GETZEWICH, B. J. **Fully automated detection of cloud and aerosol layers in the CALIPSO Lidar measurements.** *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 26, p. 2034–2050, 2009.

VAUGHAN, M. A.; WINKER, D. M.; POWELL, K. A. **CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document - Part 2: Feature detection and layer properties algorithms.** *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*, PC-SCI-202-P2, p. 1–87, 2006.

VEEFKIND, J. P.; HAGE, J. C. H. van der; BRINK, H. M. ten. Nephelometer derived and directly measured aerosol optical depth of the atmospheric boundary layer. *Atmos. Res.*, v. 41, p. 217–228, 1994.

VERNIER, J. P.; POMMEREAU, J. P.; GARNIER, A.; PELON, J.; LARSEN, N.; NIELSEN, J.; CHRISTENSEN, T.; CAIRO, F.; THOMASON, L. W.; LEBLANC, T.; MCDERMID, I. S. Tropical stratospheric aerosol layer from CALIPSO Lidar observations. *J. Geophys. Res.*, v. 114, p. D00H10, 2009.

WALLACE, J. M.; HOOBS, P. V. *Atmospheric Science - An Introductory Survey*. 2nd. ed. California: Academic Press, 2006.

WANG, Y.; FAN, S.; FENG, X.; YAN, G.; GUAN, Y. Regularized inversion method for retrieval of aerosol particle size distribution function in $w^{1,2}$ space. *Appl. Optics*, v. 45, n. 28, p. 7456–7467, 2006.

WEISZ, E.; LI, J.; MENZEL, W. P.; HEIDINGER, A. K.; KAHN, B. H.; LIU, C. Y. Comparison of AIRS, MODIS, CloudSat and CALIPSO cloud top height retrievals. *Geophys. Res. Lett.*, v. 34, p. L17811, 2007.

WEITKAMP, C. *Lidar Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. 1st. ed. New York: Springer, 2005.

WHITEMAN, D. N. *Lidar - a computational approach Lectures*. Maryland: Howard University, 2006.

WINKER, D. M.; COUCH, R. H.; MCCORMICK, M. P. An Overview of LITE: NASA's Lidar In-space Technology Experiment. In: *Proceedings of the IEEE*. [S.l.: s.n.], 1996. v. 84, n. 2, p. 164–180.

WINKER, D. M.; HUNT, W. H.; MCGILL, M. J. Initial performance assessment of CALIOP. *Geophys. Res. Lett.*, v. 34, p. L19803, 2007.

WINKER, D. M.; TREPTE, C. R.; PELON, J.; GARNIER, A.; KOVACS, T. A. **CALIPSO Science Validation Plan: PC-SCI-501**. *CALIPSO Validation Web Site*, <http://calipsovalidation.hamptonu.edu>, 2005.

WINKER, D. M.; VAUGHAN, M. A.; OMAR, A.; HU, Y.; POWELL, K. A.; LIU, Z.; HUNT, W. H.; YOUNG, S. A. Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 26, p. 2310–2323, 2009.

WOLFRAM, W. *Wolfram Documentation Center - Geodesy Data*. [S.l.], 2011. Disponível em: <<http://reference.wolfram.com/mathematica/ref/GeodesyData.html>>. Acesso em: 27 Abril 2011.

YAMASOE, M. A. *Estudo das propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 1999.

YAMASOE, M. A.; KAUFMAN, Y. J.; DUBOVIK, .; REMER, L. A.; HOLBEN, B. N.; ARTAXO, P. Retrieval of the real part of the refractive index of smoke particles from sun/sky measurements during SCAR-B. *J. Geophys. Res.*, v. 103, n. D24, p. 31893–31902, 1998.

YOUNG, S. A.; VAUGHAN, M. A. The retrieval of profiles of particulate extinction from Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) Data: Algorithm Description. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 26, p. 1105–1119, 2009.