



AUTARQUIA ASSOCIADA À UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

**Caracterização das Nuvens Cirrus na Região Metropolitana de São Paulo  
(RMSP) com a Técnica de LIDAR de Retroespalhamento Elástico**

**ELIANE GONÇALVES LARROZA**

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



**INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES**

**AUTARQUIA ASSOCIADA À UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

**Caracterização das Nuvens Cirrus na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) com a Técnica de LIDAR de Retroespalhamento Elástico**

**ELIANE GONÇALVES LARROZA**

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

**Orientador:  
Prof. Dr. Eduardo Landulfo**

**São Paulo  
2011**

À memória de minha mãe Elisabete

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de agradecer àqueles que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho:

Especialmente ao meu orientador Dr. Eduardo Landulfo pelas discussões, que enriqueceram o conteúdo do texto, pelo apoio e pelo incentivo, além de proporcionar a oportunidade de estágio na França durante o meu período de doutorado.

Ao Dr. Phillippe Keckhut que me recebeu tão calorosamente no seu grupo de pesquisa cuja orientação foi fundamental em todos os aspectos do trabalho, também com discussões extremamente proveitosas e acaloradas.

Ao colega de trabalho Christophe Hoareau do LATMOS/France por ajudar nas rotinas de implementação da metodologia aplicada, assim como importantes discussões neste trabalho.

Agradeço também aos membros da Université de Versailles Saint-Quentin, que me receberam tão calorosamente na minha chegada no instituto e aos técnicos que me ajudaram na minha realocação no espaço de trabalho.

À família Merle que me recebeu por um mês na casa deles durante o meu período de retorno à França para discussões na finalização do meu trabalho.

Ao meu amigo Bruno de Conti, a primeira pessoa a me dar dicas importante para uma melhor adaptação na França durante o doutorado sanduiche.

As minhas grandes amigas Mariana, Julie, Silvia, Selma e Sheila que fiz na França durante o período de doutorado, me ajudando a me familiarizar em Paris e proporcionando grandes e bons momentos durante a nossa convivência.

A minha amiga Marrigiane que me acolheu calorosamente na França.

Agradecimentos especiais a todos os professores, colegas e funcionários e amigos do Centro de Lasers e Aplicações, Dra Ivone Sato, Tort, Sueli, Luis, Miho, Maurício, Solange, Moisés, Cacau, Renato, Ilka, Carol, Mel, e muitos outros que estiveram presente durante o meu doutorado.

A minha grande amiga Andréa Malavazi, que esteve sempre presente me apoiando e me ajudando no que fosse possível.

A minha grande amiga Maraíza que também esteve presente em diferentes etapas da minha vida.

A minha amiga Gyrlene pelo apoio e extensas discussões em meteorologia utilizadas neste trabalho.

Aos colegas do grupo de Lidar, Fábio Lopes por me ajudar em algumas etapas deste trabalho; Renata da Costa por também me ajudar na realização deste trabalho; Patrícia Ferrini por me ceder várias vezes o micro para poder trabalhar.

Ao Dr. Gerhard Held da UNESP/BAURU pelas discussões, que enriqueceram este trabalho, apoio e incentivo na realização do mesmo.

Ao Dr. Roberto Guardani do LSCP/USP, à Dra. Maria de Fátima Andrade e Dr. Ricardo Camargo do IAG/USP, e ao Dr. Otaviano Helene pelas discussões importantes na finalização deste trabalho.

Ao Bruno do Master/IAG/USP por ceder dados importantes para análises utilizadas neste trabalho.

A minha melhor amiga e irmã Ester, que sempre esteve ao meu lado e me deu forças para persistir em minhas escolhas na vida.

Ao Walter, profissional, amigo, esposo e companheiro de todos os momentos, principalmente os difíceis, que com muito carinho e dedicação esteve presente durante todo o meu doutorado e principalmente nesta fase final onde as intermináveis discussões e esclarecimentos da física e instrumentação utilizadas neste trabalho foram imprescindíveis. Agradeço principalmente pela paciência e dedicação de todos os dias presentes.

Finalmente, agradeço também ao CNPq pelo apoio financeiro e oportunidade do doutorado sanduíche na França.

“Uma vida sem desafios não vale a pena ser vivida.”

**(Sócrates)**

Caracterização das Nuvens Cirrus na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) com a Técnica de Lidar de Retroespalhamento Elástico

Eliane G. Larroza

RESUMO

Este trabalho, sendo pioneiro no Brasil, teve o intuito de efetuar uma investigação das nuvens cirrus na região Metropolitana de São Paulo (23,33°S / 46,44°W), SP, através do sistema MSP-Lidar para o período de Junho à Julho de 2007. Durante este período, foi verificada uma ocorrência de cirrus de aproximadamente 54% sobre o total de medidas efetuadas pelo sistema Lidar. Medidas com Lidar nos forneceram uma alta resolução espacial e temporal destas nuvens, permitindo assim caracterizá-las e classificá-las de acordo com as suas propriedades macro- e microfísicas. Para obter tais parâmetros, uma metodologia própria foi desenvolvida na recuperação dos dados de Lidar e uma robusta estatística foi aplicada para determinar as diferentes classes de cirrus. A metodologia adotada se resumiu basicamente (a) na determinação de *períodos estacionários* (ou observações) durante a evolução temporal de detecção de cirrus, (b) determinação da base e topo através de um valor limiar para o cálculo das variáveis macrofísicas (altitudes, temperaturas, espessuras geométricas), (c) aplicação do método da transmitância para cada camada de nuvem e a determinação das variáveis microfísicas (profundidade óptica e razão de Lidar). Neste processo, a razão de Lidar é calculada iterativamente até que haja a convergência da mesma. Análises estatísticas de multivariáveis foram efetuadas para a determinação das classes de cirrus. Estas classes são baseadas na espessura geométrica, altitude média e sua respectiva temperatura, a altitude

relativa (diferença entre tropopausa e topo da nuvem) e a profundidade óptica. O uso sucessivo da Análise de Componentes Principais (PCA), do Método de Cluster Hierárquico (MCH) e da Análise de Discriminantes (AD) permitiu a identificação de 4 classes. Vale ressaltar que tais métodos foram aplicados somente para os casos identificados como camadas únicas de nuvens, pois não se observou significativamente a ocorrência de nuvens com multicamadas.

A origem de formação das classes de cirrus encontradas, embora apresentando propriedades macro- e microfísicas distintas, foi identificada basicamente como a mesma, isto é, provenientes da injeção de vapor d'água na atmosfera por meio de sistemas frontais e seu respectivo resfriamento para a formação dos cristais de gelo. O mesmo mecanismo de formação também é atribuído aos jatos subtropicais. Uma análise em relação ao perfil de temperatura e a comparação com a literatura mostrou que as cirrus classificadas apresentam possivelmente cristais em forma de placas e colunas hexagonais. As razões de lidar (*RL*) calculadas também estão de acordo com a literatura.

# Characterization of Cirrus Clouds over Sao Paulo Metropolitan City (MSP) by Elastic Lidar

Eliane Gonçalves Larroza

## *ABSTRACT*

This pioneer work in Brazil, aimed to make an investigation of cirrus clouds in the metropolitan region of São Paulo (23.33 °S / 46.44 °W), SP, through the MSP-Lidar system for the period comprehended between June and July 2007. During this period, the occurrence of cirrus observed from the total Lidar measurements was approximately 54%. The Lidar provided high spatial and temporal resolution measurements of these clouds that allowed us characterizing and classifying them according to their macro-and microphysical properties. For such parameters, a unique methodology was developed for the Lidar data retrieval and a robust statistic was applied to determine the different classes of cirrus. The methods used basically resume to (a) the determination of stationary periods (or observations) during the time evolution of cirrus detection, (b) determination of the base and top of clouds through a so called threshold value to evaluation of macrophysical variables (altitude, temperature, geometrical thickness), (c) the application of the transmittance method for each layer and the determination of cloud microphysical variables (optical depth and Lidar ratio). In this process, the Lidar ratio is calculated iteratively until a convergence of this value is achieved. Multivariate statistical analyses were performed to determine the classes of cirrus. These classes are based on geometric thickness, average altitude and the respective temperature, relative altitude (difference between tropopause and cloud top) and optical depth. The successive use of Principal Component Analysis (PCA), Hierarchical Clustering Method (HCM) and Discriminant Analysis (DA) allowed the identification of four classes of cirrus. It is

important to point out here that such methods were applied only to cases identified as single layers of clouds, due to the no significant occurrence of multilayered clouds observed. The formation origin for the four cirrus classes, though with distinct macro-and microphysical properties, was identified as basically the same, i.e., from the injection of water vapor in the atmosphere provided by frontal systems, followed by the cooling process to formation of ice crystals. The same formation mechanism is also attributed to the subtropical jet. An analysis of the temperature profile and comparison with the literature showed that the cirrus crystals possibly have the form of hexagonal plates and columns. The Lidar Ratio (LR) is also calculated according the literature.

## SUMÁRIO

	<i>Página</i>
Lista de tabelas.....	12
Lista de figuras.....	12
Lista de abreviaturas / siglas.....	15
Lista de símbolos.....	17
<b>CAPÍTULO 1</b>	
<b>Introdução.....</b>	<b>20</b>
<b>CAPÍTULO 2</b>	
<b>Objetivos.....</b>	<b>23</b>
<b>CAPÍTULO 3</b>	
<b>Revisão Bibliográfica e Fundamentação teórica.....</b>	<b>24</b>
3.1) Panorama histórico sobre as nuvens cirrus.....	24
3.2) Definição moderna de cirrus.....	28
3.3) O gelo como importante classificador de nuvens.....	29
3.4) Nuvens cirrus – Uma perspectiva recente.....	31
3.5) Instrumentação utilizada para a observação de cirrus).....	35
3.5.1) Observações in situ.....	35
3.5.2) Observações baseada no espaço.....	35
3.5.3) Observações baseada em terra.....	38
3.6) Propriedades básicas das nuvens cirrus.....	39
3.7) Processos de formação das nuvens cirrus.....	40
3.8) Formato dos cristais de gelo das cirrus.....	41
3.9) O Espalhamento da radiação na atmosfera.....	42
3.9.1) Espalhamento Rayleigh.....	43
3.9.2) Espalhamento Mie.....	45
3.9.3) Espalhamento por partículas não-esféricas.....	47
3.10) Princípios do Lidar (Light Detection And Ranging).....	48
<b>CAPÍTULO 4</b>	
<b>Materiais e Métodos.....</b>	<b>51</b>
4.1) Instrumentação.....	51
4.2) Aproximação para a equação de Lidar e profundidade óptica.....	55
4.3) Método da Transmitância.....	57
4.4) Dados de radiossondagem.....	60
4.5) Determinação da base e topo da nuvem.....	61
4.5.1) Limites de temperatura e mistura de fases na nuvem.....	61
4.5.2) Valor limiar para a determinação de base e topo.....	63
4.6) Seleção dos dias: Período estacionário.....	66
4.7) Estatística de Análise Multivariada após a obtenção dos principais parâmetros.....	70
<b>CAPÍTULO 5</b>	
<b>Resultados e discussões.....</b>	<b>72</b>
<b>CAPÍTULO 6</b>	
<b>Conclusões.....</b>	<b>89</b>

	<i><b>Página</b></i>
<b>CAPÍTULO 7</b>	
Perspectivas futuras.....	90
<b>APÊNDICE A</b>	
Processo de Bergeron .....	91
<b>APÊNDICE B</b>	
Altura de Overlap .....	94
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>96</b>

## LISTA DE TABELAS

**Tabela 3.1:** Propriedades das nuvens cirrus (baseado em Dlowling & Radke, 1990)

**Tabela 3.2:** Principais tipos de nuvens que podem conter gelo (Baseado em WMO International Cloud Atlas, 1987)

**Tabela 3.3:** Divisão das nuvens cirrus de acordo com os mecanismos de geração. Adaptado de Sassen, 2002.

**Tabela 5.1.** Informações básicas sobre os dados de Lidar utilizados neste estudo, durante os meses de Junho à Julho de 2007.

**Tabela 5.2.** Características das 4 classes de cirrus

**Tabela 5.3.** Comparação da RL obtida pelo sistema MSP-lidar com a literatura. Cálculo de <RL> durante o período de Junho a Julho de 2007.

**Tabela 5.4.** Forma de cristais de gelo utilizadas por Sassen et al., 1989.

**Tabela A1.** Variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura (Adaptado de Grimm, 1999).

**Tabela A2.** Umidade relativa em relação ao gelo quando a umidade relativa em relação à água é de 100%, de acordo com a temperatura (Adaptado de Grimm, 1999).

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 3.1:** Esquema mostrando a formação do chamado efeito halo, cuja abertura angular nesse caso é de cerca de  $22^{\circ}$ . Esse efeito é formado pela refração dos raios solares, que ao atravessarem as faces dos cristais (em geral hexagonais), sofrem um desvio mínimo de  $22^{\circ}$  (mais precisamente  $22,4^{\circ}$ ).

**Figura 3.2:** Efeito das nuvens baixas como forçantes radiativas negativas (efeito de albedo) e das nuvens altas (principalmente as cirrus) como forçantes radiativas positivas (efeito estufa) sobre o sistema terrestre.

**Figura 3.3:** Ilustração apontando as atividades humanas como prováveis fontes de alteração na formação das cirrus e conseqüentemente o efeito sobre o balanço de radiação na atmosfera.

**Figura 3.4:** Imagens de satélite GOES-10 para o horário das 17:00 UTC (dia 11 de Junho de 2007) respectivamente para os canais 1 ( $0,55 - 0,75 \mu\text{m}$ ) do visível (a) e 4 ( $10,2 - 11,2 \mu\text{m}$ ) do infravermelho (b), indicando a presença de nuvens cirrus sobre parte da região Sudeste do Brasil. Fonte: [www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br).

**Figura 3.5:** Fig. 3.5: Formato de alguns cristais de gelo encontrada por Weickmann (1947) em uma variedade de nuvens cirrus – a) rosetas; b) prismas; c) placas.

**Figura 3.6:** Padrões de espalhamento Rayleigh e Mie (Adaptado de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html>).

**Figura 3.7:** Fator de eficiência de espalhamento em função do parâmetro de tamanho  $\chi$  com a parte real do índice de refração  $m_r = 1,5$  e quatro diferentes valores da parte imaginária  $m_i$ . Adaptada de Wallace e Hoobs (2006)

**Figura 4.1:** Sistema MSP-Lidar composto por: a) Unidade de transmissão – laser pulsado de Nd:YAG (1); b) unidade de recepção e registro de dados – telescópio newtoniano (2), caixa de detecção composta por uma fotomultiplicadora (3) e um registrador de transientes (4).

**Figura 4.2:** a) software de aquisição (modo analógico) e b) software de exibição mostrando as diversas “entidades” atmosféricas – camada limite contendo aerossol (~ 1 km), nuvens médias (~ 4 km) e obviamente, **cirrus** (entre 10 – 15 km). O exemplo ilustra a observação feita para o dia 01/06/2007 entre 18:23 e 23:14 UTC.

**Figura 4.3:** a) Critério para a obtenção da transmitância da camada de nuvem através de  $RE'_{min}$  e  $\langle RE' \rangle$ , referente à primeira e segunda nuvem respectivamente; b) Sinal típico de  $RE$  (normalizado).

**Figura 4.4:** Exemplo de determinação das temperaturas da base e do topo das nuvens por meio de um perfil de temperatura obtido por radiossondagem que é comparado com a observação temporal do Lidar para o respectivo dia. O perfil no caso corresponde ao horário das 12:00 UTC do dia 15/06/2007. A altitude da tropopausa também está representada na figura pela linha tracejada vermelha.

**Figura 4.5:** Exemplos ilustrando as altitudes de ocorrência de nuvens cirrus com – a) forte atenuação devido às nuvens médias, fazendo com que o respectivo sinal médio da razão de espalhamento seja bastante ruidoso acima dessa camada (14/07/2007), e b) ocorrências parciais de nuvens baixas e também a ocorrência de duas camadas de cirrus distintas no final do período (01/06/2007). Repare que na região de atmosfera livre entre as camadas de nuvens, a razão de espalhamento tende à unidade quando não há uma forte atenuação do sinal de Lidar.

**Figura 4.6:** Exemplo de observação para o dia 11/06/2007, mostrando uma possível mudança de fase durante a evolução temporal da nuvem, de forma que a atenuação do sinal se torna mais intensificada.

**Figura 4.7:** Critério para a determinação da base e topo da nuvem através do valor de limiar.

**Figura 4.8:** Evolução temporal de: A)  $\tau_C$  e B)  $E_{Ci}$  para as observações do dia 11 de Junho de 2007. As linhas tracejadas representam os períodos estacionários definidos pelo método estatístico descrito por Lanzante (1996) para encontrar os pontos de transição. Os intervalos não concordantes (X) não são considerados para a análise subsequente.

**Figura 4.9:** Fluxograma mostrando as principais etapas da metodologia aplicada para classificação de cirrus.

**Figura 5.1:** O gráfico ilustra o período de tempo em minutos, em que o sistema MSP-Lidar esteve operando por dia (Hachurado) e por quanto tempo as nuvens cirrus foram detectadas durante as medidas (preto), nos meses de Junho à Julho de 2007.

**Figura 5.2:** Funções de densidade de probabilidade para a a) altitude média, b) espessura geométrica e c) temperatura média das nuvens cirrus, para o período de Junho e Julho de 2007 medidos pelo sistema MSP-Lidar.

**Figura 5.3:** Gráficos resultantes da ACP – a) e b) são respectivamente, o círculo de correlação e gráfico de dispersão para os componentes principais CP1 e CP2 que representam a uma variabilidade total de 81,99%; c) e d) idem entre os componentes CP2 e C3 que por sua vez, representam a uma variabilidade total de 44,99%.

**Figura 5.4:** Dendrograma mostrando a classificação em 4 classes de nuvens. As classes C2 e C4 representam nuvens com características mais similares ou “próximas” entre si, segundo o MCH.

**Figura 5.5:** Gráficos resultantes da ADL – a) e b) são respectivamente, o círculo de correlação e gráfico de dispersão para as funções F1 e F2 que representam uma variabilidade total de 99,69%.

**Figura 5.6:** Variação da profundidade óptica com a temperatura na altitude média de formação para as 4 classes de cirrus determinadas pelo MCH e ADL.

**Figura 5.7:** Imagens de satélite a) GOES-WEST (<http://www.sat.dundee.ac.uk/>) e b) GOES-10 (<http://www.cptec.inpe.br>), ambas no canal infravermelho (10,2 – 11,2  $\mu\text{m}$ ), para o dia 01/06/2007 às 12:00 UTC.

**Figura 5.8:** Vento em 200 hPa para o dia 01 de Junho de 2007 às 12:00 UTC. Dados de reanálise do NCEP. O ponto em vermelho representa o Campo de Marte, situado aproximadamente a 12 km do sistema MSP-Lidar.

**Figura 5.9:** Imagem de satélite a) GOES-WEST (<http://www.sat.dundee.ac.uk/>) às 12:00 UTC e b) GOES-10 às 17:00 UTC (<http://www.cptec.inpe.br>), ambas no canal infravermelho (10,2 – 11,2  $\mu\text{m}$ ), para o dia 11/06/2007.

**Figura 5.10:** Vento em 200 hPa para o dia 11 de Junho de 2007 às 12:00 UTC. Dados de reanálise do NCEP. O ponto em vermelho representa o Campo de Marte, situado aproximadamente a 12 km do sistema MSP-Lidar.

**Figura 5.11:** Distribuição de frequência de  $1/RL$  ( $sr^{-1}$ ) para as 104 observações.

**Figura A1:** Seqüência do crescimento do cristal de gelo pelo processo de Bergeron. (Adaptado de Grimm, 1999).

**Figura B1:** Grandezas geométricas do sistema MSP-Lidar para o cálculo da altura de overlap.

#### LISTA DE ABREVIATURAS / SIGLAS

ACP	Análise de Componentes Principais
ADL	Análise de Discriminante Linear
AM	Análise Multivariada
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
AVHRR	Advanced High Resolution Radiometer
MC	Método de Clusters
MCH	Método de Clusters Hierárquico
CSBs	Cirrus Subvisuais
Cb	Nuvem cumulunimbus
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CALIOP	CALIPSO Cloud-Aerosol Lidar with Ortoogonal Polarization
CloudSat	NASA Earth observation satellite
CPR	Cloudsat Cloud Profiling Radar
FIRE	First ISCCP Regional Experiment
FDP	Função Densidade de Probabilidade
FOV	Field Of View
FWHM	Full Width Half Maximum
GLAS	Geociência Laser Altimetro System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
IPEN	Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
LATMOS/IPSL	Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales,

	Institut Pierre Simon Laplace/ Versailles-Saint Quentin University
Lidar	Light Detection and Ranging
LITE	Lidar In-space Technology Experiment
MSP-LIDAR	Lidar no Município de São Paulo
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration
NSF	National Science Foundation
OHP	Observatoire of Haute-Provence
Radar	Radio detection and Ranging
SAEZ	Aeroporto de Buenos Aires, Argentina
SBSP	Aeroporto de Campo de Marte, SP
SBCT	Aeroporto de Curitiba, PR
SBFL	Aeroporto de Florianópolis, SC
SBPA	Aeroporto de Porto Alegre, POA
SBSV	Aeroporto de Salvador, BA
SBVT	Aeroporto de Vitória, ES
SUCCESS	Subsonic Aircraft: Contrail and Cloud Effects Special Study
SBMT	Estação de Campo de Marte em São Paulo, SP
TIROS-I	Television and Infrared Observations Satellite
WMO	World Meteorological Organization

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\tau_C$	Profundidade Óptica.
$T$	Temperatura
$\lambda$	Comprimento de onda da luz.
$\gamma$	Parâmetro de tamanho da partícula
$\sigma_{esp}$	Secção de espalhamento
$N_s$	Densidade molecular por $\text{cm}^3$
$m_r$	Índice de refração do ar
$\rho_m$	Razão de depolarização molecular
$F(N_2)$	Fator de King para o Nitrogênio
$F(O_2)$	Fator de King para o Oxigênio
$F(\text{Argônio})$	Fator de King para o Argônio
$F(\text{CO}_2)$	Fator de King para o Dióxido de Carbono
$N(D)$	Função de distribuição de tamanhos
$\alpha_{ext}$	Coefficiente de extinção
$Q_{ext}$	Eficiência de extinção
$\alpha_{esp}$	Coefficiente de extinção devido ao espalhamento
$\alpha_{abs}$	Coefficiente de extinção devido a absorção
$Q_{esp}$	Eficiência de espalhamento
$Q_{abs}$	Eficiência de absorção
$\sigma_{esp\_Mie}$	Seção de choque de espalhamento Mie
$\sigma_{ext\_Mie}$	Seção de choque de extinção Mie
$\chi(R)$	Razão de depolarização do sinal retroespalhado
$\beta_{\perp}(R)$	Coefficiente de retroespalhamento perpendicular à direção de polarização linear do feixe incidente
$\beta_{\parallel}(R)$	Coefficiente de retroespalhamento paralelo à direção de polarização linear do feixe incidente
$c$	Velocidade da luz constante
$R$	Distância entre o alvo e o receptor
$t$	Tempo entre a emissão do pulso de laser e a detecção da luz retroespalhada
$A$	Área efetiva do receptor
$t_{pulso}$	Tempo de duração do pulso

$P$	Potência do sinal retroespalhado
$P_0$	Potência inicial do laser emitido
$\beta(R, \lambda)$	Coeficiente do retroespalhamento para um ângulo de $180^\circ$ em relação à direção de propagação do feixe incidente
$\alpha(R, \lambda)$	Coeficiente de extinção volumétrico
$\beta_m$	Coeficiente de retroespalhamento molecular
$\alpha_m$	Coeficiente de extinção molecular
$\beta_p$	Coeficiente de retroespalhamento por partículas
$\alpha_p$	Coeficiente de extinção por partículas
$N_{CH}$	Número total de canais
$\nu$	Frequência
$RL$	Razão de Lidar
$RE$	Razão de Espalhamento
$p_s$	Pressão atmosférica na superfície
$T_s$	Temperatura na superfície
$Z_{topo}$	Altitude do topo da nuvem
$Z_{base}$	Altitude da base da nuvem
$K$	Fator de normalização ou correção, efetuado abaixo da camada de nuvem, a fim de garantir uma atmosfera livre da contaminação de aerossóis
$RE_{normalizada}$	Razão de espalhamento corrigido pelo fator $K$
$\overset{o}{TT}$	Transmitância da camada de nuvem
$RE'_{min}$	Valor mínimo da razão de espalhamento encontrada entre duas camadas de nuvem
$RE''$	Média dos valores de razão de espalhamento obtida acima do topo da camada de nuvem, numa região de 1 km
$T_{base}$	Temperatura da base da nuvem
$T_{topo}$	Temperatura do topo da nuvem
$z$	Níveis de altitude dentro da camada de nuvem
$PR^2$	Perfil do sinal de Lidar corrigido pela dependência quadrática da distância $R$ e pelo <i>Background</i> (ruído)
$t_{SR}$	Valor de limiar (threshold)
$\Delta RE$	Variação da razão de espalhamento
$N_f$	Número de fótons

$Z_{med}$	Altitude média de formação da nuvem.
$E_{ci}$	Espessura geométrica da nuvem
$TZ_{med}$	Temperatura na altitudde média da nuvem.
$Z_{Rel}$	Altitude relativa da nuvem, isto é, a diferença entre a tropopausa e o topo da nuvem.
$CP$	Componente Principal.
$F$	Função discriminante.

## CAPÍTULO 1

### Introdução

Até a década de 1980, as nuvens cirrus praticamente não despertavam interesse, a despeito de indicarem a entrada de frentes ou ocasionalmente por produzirem alguns fenômenos ópticos tais como *halos*<sup>1</sup> e *sun dogs*<sup>2</sup>. Fora isso, essas nuvens não apresentavam nenhum impacto sobre o comércio, agricultura e sistemas de transportes.

Desta forma, os cientistas se concentraram no estudo de nuvens mais densas e, associadas com sistemas climáticos, chuva, neve e ventos mais impactantes.

Porém, o aumento das preocupações referentes às mudanças climáticas fez com que o meio científico cada vez mais voltasse sua atenção para as cirrus, fundamentando principalmente nos trabalhos iniciais realizados por Julius London (1957), Fritz Möller (1963), Kirill Y. Kondratyev (1965) no fim dos anos 50 e por Manabe & Strickler (1964) em meados dos anos 60, que demonstraram importantes efeitos das cirrus sobre o balanço da radiação global e desta forma, sobre o sistema climático.

Entre os anos 60 e 70, os meteorologistas começaram a armazenar e analisar as medidas quantitativas das propriedades ópticas e microfísicas de tais nuvens.

Somando aos esforços iniciais desses cientistas com a crescente preocupação dos pesquisadores, dos políticos e do público em geral sobre as mudanças climáticas no clima e com a melhoria da tecnologia de observações, foram lançados os primeiros programas de pesquisa destinados ao estudo das nuvens cirrus.

---

<sup>1</sup> Um *halo* é um anel de luz que rodeia um objeto. Os halos se formam a 5-10 quilômetros, na troposfera superior. A forma e a orientação particulares dos cristais são responsáveis para o tipo de *halo* observado. A luz é refletida e refratada pelos cristais de gelo e pode dividir em cores por causa da dispersão, semelhante ao arco-íris.

<sup>2</sup> Sundog (nome científico Parélio), ao contrário da maioria dos halos, é um fenômeno ótico que sofre reflexão da luz, e não refração.

O primeiro deste programa foi chamado de FIRE<sup>3</sup> (do acrônimo em inglês *First ISCCP Regional Experiment*, com ISCCP significando *International Satellite Cloud Climatology Project*), que começou no início dos anos 80 e conduzido pela agência espacial americana – NASA com a participação de outras entidades como a *National Science Foundation* (NSF) e a *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA).

Uma série de experimentos de campo foram realizados nos Estados Unidos começando com o FIRE Cirrus-I<sup>4</sup> em 1986 e FIRE CIRRUS-II<sup>5</sup> em 1991. Seguindo nesta mesma linha, outros experimentos pilotos para o estudo da cirrus tropicais como, por exemplo, o SUCCESS<sup>6</sup> (*Subsonic Aircraft: Contrail and Cloud Effects Special Study*) em 1996, também podem ser citados entre muitos outros.

Desde 1994, intensivas observações têm sido conduzidas aproximadamente num período a cada dois anos na região de Southern Great Plains em Oklahoma nos Estados Unidos pelo ARM (*Atmospheric Radiation Measurement* do Departamento de Energia dos EUA) produzindo-se desta forma, uma extensa base contínua de medidas de nuvem, inclusive através de instrumentos de sensoriamento remoto baseado em terra.

O interesse pelas nuvens cirrus tem aumentado, não só motivado pela necessidade de compreender o impacto dessas nuvens sobre o balanço global de radiação e conseqüentemente sobre o clima.

Mais que isso, atualmente existem estudos apontando a possibilidade dos rastros de condensação provenientes de aviões alterarem a ocorrência regional e global, além das próprias propriedades ópticas das nuvens cirrus (Lynch & Sassen, 2002; Atlas et al., 2006; Duda et al., 2004; Solomon et al., 2007, Lee et al., 2009 e Burkhardt & Kärcher, 2011).

Neste trabalho, realizado em cooperação com o Dr. Philippe Keckhut<sup>7</sup> do Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, Institut Pierre Simon Laplace/ Versailles-Saint Quentin University (LATMOS/IPSL) de Paris, é apresentada uma metodologia própria para a determinação dos parâmetros macro- e microfísico das nuvens cirrus, possibilitando através de um método

---

<sup>3</sup> FIRE: <http://asd-www.larc.nasa.gov/fire/>

<sup>4</sup> FIRE CIRRUS-I: [http://gcss-dime.giss.nasa.gov/firei/lsobs\\_firei.html](http://gcss-dime.giss.nasa.gov/firei/lsobs_firei.html)

<sup>5</sup> FIRE CIRRUS-II: [http://gcss-dime.giss.nasa.gov/fireii/lsobs\\_fireii.html](http://gcss-dime.giss.nasa.gov/fireii/lsobs_fireii.html)

<sup>6</sup> SUCCESS: <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/MAS.html>

<sup>7</sup> Diretor adjunto do Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) e do Observatoire de Versailles Saint-Quentin (l'OVSQ)

estatístico a sua classificação em escala regional através dos dados baseados na técnica de sensoriamento remoto Lidar (Light Detection and Ranging) instalado no Centro de Lasers e Aplicações (23,33° S; 46,44° W) do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), localizado por sua vez no campus da Universidade de São Paulo.

Seguindo o contexto introdutório, faz-se uma revisão bibliográfica sobre a formação e composição das cirrus, suas características físicas e propriedades ópticas, sua ocorrência e coberturas globais.

Da mesma forma, faz-se uma discussão sobre a técnica Lidar utilizada para a detecção deste tipo de nuvem, e das características de espalhamento associadas a ela.

Em seguida, apresenta-se um método para a determinação de parâmetros macrofísicos (altitude da base, topo, altitude média da nuvem, espessura geométrica, temperatura, temperaturas da base do topo e da altitude média da nuvem) e microfísicos (transmitância, profundidade óptica, razão lidar) através dos perfis medidos pelo Lidar.

Finalmente, é feita uma estatística sobre os parâmetros macro- e microfísicos de forma a estabelecer as bases para um estudo regional das cirrus, na cidade de São Paulo.

## **CAPÍTULO 2**

### **Objetivos**

O objetivo deste trabalho é classificar as nuvens cirrus que ocorrem na região Metropolitana de São Paulo, através de uma metodologia própria na recuperação dos dados de Lidar e da utilização de uma estatística robusta para a determinação de diferentes classes de cirrus.

## CAPÍTULO 3

### Revisão Bibliográfica e Fundamentação Teórica

#### 3.1) *Panorama histórico sobre as nuvens Cirrus*

A propriedade física que mais distingue uma nuvem cirrus é a sua composição. Elas são predominantemente compostas de cristais de gelo, enquanto a maioria das outras nuvens (incluindo a ocorrência de nevoeiro) é composta por gotículas de água.

O primeiro relato histórico sobre a composição das nuvens altas provavelmente se deve ao filósofo Anaxágoras de Clazomenae (A.C. 500-428), que teria deduzido intuitivamente a composição destas nuvens, através de aproximações baseadas em medidas e observações (Lynch, 2002). Era de conhecimento de Anaxágoras que as nuvens baixas eram constituídas de gotículas de água, e de que o ar em grandes altitudes era mais frio. Ele acreditava que o ar quente e úmido era transportado para cima (convecção), ocorrendo um resfriamento do vapor d'água, e por sua vez condensação do vapor, e finalmente, a formação de gelo em grandes altitudes (granizo). Porém, não se sabe se Anaxágoras estava fazendo menção especificamente às cirrus, uma vez que do pouco de sua obra que foi preservada, nada faz referência explícita sobre elas.

Desde então, passou-se mais de 2000 anos sem nenhum progresso em relação ao estudo das cirrus. Em 1637 Descartes publicou "*Discours de la methode*" em três partes: Dióptrica<sup>1</sup>, Meteorologia e Geometria. Em Dióptrica ele expôs a lei da refração (lei de Snell) e em Meteorologia, aplicou a lei para o arco-íris através de traçados de raio. Embora, quase que certamente ele conhecesse o princípio de desvio mínimo, não há nada em seus escritos que se refere a isto explicitamente.

---

<sup>1</sup> Dióptrica – é o estudo de refração da luz, especialmente com o uso de lentes.

No nono discurso em Meteorologia, Descartes conjectura a ocorrência do do efeito chamado halo de  $22^{\circ}$  <sup>(2)</sup> devido a refração da luz através dos cristais de gelo:

*“em torno dos corpos celestes não aparecem, por vezes, certos círculos ... eles são redondos ... e sempre cercam o sol ou algum outro corpo celeste ... eles são coloridos, o que mostra que eles não são causados pela refração que ocorre em gotas d’ água ou em granizo, mas causadas devido aqueles pequenos cristais de gelo transparente de formato estrela...os mesmos que temos observados na maioria das vezes com diâmetros em torno de  $45^{\circ}$  ....”*

Descartes, obviamente estava referindo-se ao halo de  $22^{\circ}$  (Figura 3.1), cujo diâmetro é formado pela abertura de um cone de cerca de  $45^{\circ}$ . Ele reconheceu que os círculos eram visíveis em dias de céu claro e que de alguma forma não estavam relacionados ao efeito de formação do arco-íris. Não há evidência de que Descartes realmente efetuou o traçado de raios em cristais de gelo. Ainda assim, Descartes provavelmente reconheceu a existência de nuvens finas quando houvesse a ocorrência dos halos, merecendo portanto o crédito de ser o primeiro a identificar a existência de cristais de gelo em nuvens cirrus (Lynch 2002).

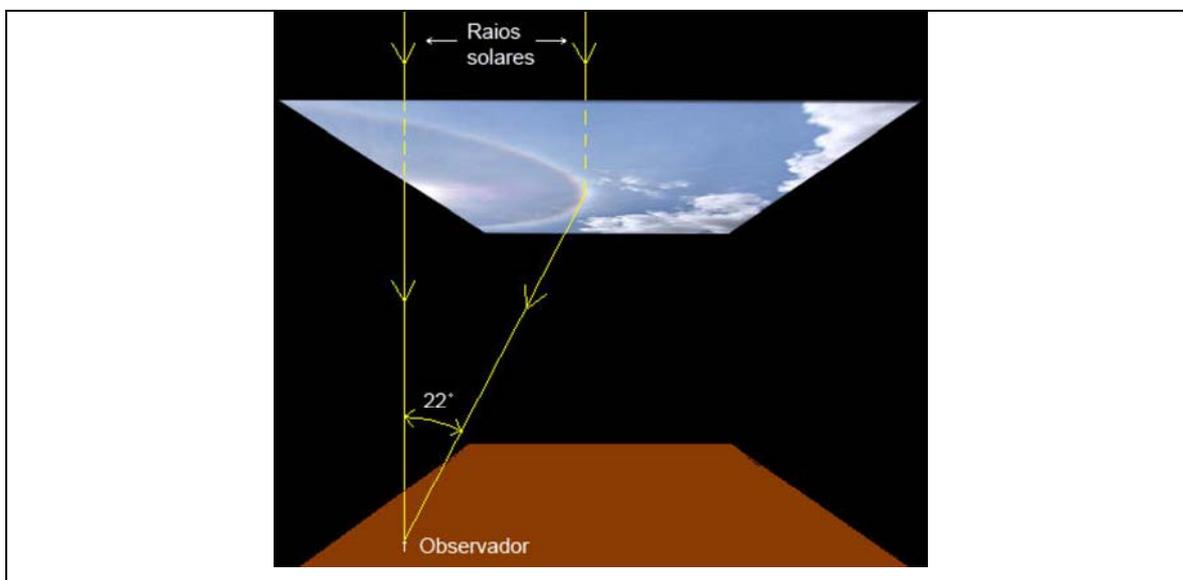


Fig. 3.1: Esquema mostrando a formação do chamado efeito halo, cuja abertura angular nesse caso é de cerca de  $22^{\circ}$ . Esse efeito é formado pela refração dos raios solares, que ao atravessarem as faces dos cristais (em geral hexagonais), sofrem um desvio mínimo de  $22^{\circ}$  (mais precisamente  $22,4^{\circ}$ ).

<sup>2</sup> Um raio de luz que penetra no cristal de gelo sofre refração, provocando um desvio mínimo de  $22^{\circ}$  (ângulo formado entre o raio incidente com o raio de saída no cristal).

Com base na teoria de Descartes, e seguindo a mesma linha, deu-se segmento à novos estudos. Mariotte 1684 explicita diferentes halos através da refração da luz, e é usada até os dias de hoje (Pernter e Exner 1910, Tricker 1970, Greenler 1980, Tape 1994). Venturi (1794) e Young (1802) estabelecem a base para a moderna teoria halo. Curiosamente, porém, a noção da existência de cristais de gelo em grandes altitudes e sua relação com a temperatura, não provocou interesse de investigação para os meteorologistas do século XVII.

Assim, em meados do século XVII, todas as evidências estavam disponíveis: Descartes tinha ligado opticamente cirrus com gelo, apesar de ainda não ter sido nomeada ou classificada como um tipo de nuvem. Galileo e Santorio tinham estabelecido a relação quantitativa entre altitude e temperatura, o que era necessário para completar o conceito da evidência empírica de que nuvens cirrus se formavam em grandes altitudes na atmosfera. Até então passaram-se quase dois séculos antes de começar uma classificação sistemática de nuvens.

Em 1802, Jean-Baptist Lamarck publicou a primeira classificação científica das nuvens baseada na morfologia. Embora não seja considerado um sistema completo, uma de suas classes foi chamada de “*nuages en balyures*”, ou “nuvens em varredura”, referindo-se ao que chamamos de “cirrus uncinus<sup>3</sup>”.

A terminologia de Lamarck nunca foi adotada, sendo que um ano após o seu trabalho, Luke Howard (1803) publicou a classificação das nuvens usando nomes provenientes do latim. Ele foi a primeira pessoa a usar o termo “cirrus” para referenciar nuvens finas e fibrosas. Tanto Lamarck como Howard tiveram formação das ciências biológicas, portanto não é estranho que a taxonomia “cirrus” tenha sido usada para descrever nuvens com estas características. A classificação de Howard para nuvens é utilizada até os dias de hoje.

Em 1855, a classificação das nuvens levando em conta a sua altitude foi determinada por Renou, através de medidas de triangulação. Hildebrandsson (1887) e Abercrombie (1887) estabeleceram a altitude da nuvem como um importante parâmetro para a sua classificação, determinando 5 famílias para 10 gêneros de nuvem. Em 1879 Hildebrandsson publicou um atlas com fotografias de 16 tipos de nuvens. Mais tarde, ele e Abercrombie publicaram a mais extensa

---

<sup>3</sup> A origem da palavra “*cirrus uncinus*” é derivado do latim, que significa “gancho caracolado” ou vulgarmente conhecido como “cabelo de anjo”. Estas nuvens são geralmente esparsas no céu e são muito finas, localizadas em grandes altitudes, com temperaturas em torno de -40 °C e -50 °C. (WMO 1975, 1987).

classificação das nuvens de acordo com a sua estrutura e altitude vertical, estabelecendo como sendo nuvem “baixa”, “média” e “alta”. Este último trabalho se tornou padrão na classificação de nuvens (Hildebrandsson et al., 1896). Durante este período, o conhecimento das nuvens cirrus, de acordo com a sua altitude, composição e temperatura não tiveram grandes avanços ou modificações.

O período de 1957-1964 foi pivô nas pesquisas de nuvens cirrus, devido ao uso de satélites, Lidars e novas ferramentas para a previsão. O primeiro satélite meteorológico (com o objetivo de captar imagens da cobertura das nuvens, obtida com câmeras infravermelho) TIROS-I (*Television and Infrared Observations Satellite*) foi lançado em 1<sup>o</sup> de Abril de 1960 (Vaeth, 1965). O primeiro Satélite Ambiental Operacional Geoestacionário<sup>4</sup> (GOES) foi lançado em Maio de 1974 (Berlin, 1988).

Tanto TIROS como GOES tinham a habilidade de realizar medidas no visível e no infravermelho, e assim adicionando o conceito da classificação de dois parâmetros. Nuvens agora poderiam ser brilhantes ou escuras no visível, ou quentes ou frias no infravermelho. As nuvens cirrus em particular, foram classificadas como “escuras e frias”, o que indicava sua profundidade óptica pequena e temperatura baixa, ou seja, finas e frias (Schiffer & Rossow, 1983; Rossow & Gardner, 1993).

No caso de modelos de previsão climatológica, o trabalho de Stone (1956) foi pioneiro em relação às cirrus, e mais tarde, Appleman (1961) foi o primeiro a reportar estudos climatológicos e as condições por trás da formação dessas nuvens. As propriedades médias das cirrus e suas diferenças com as nuvens de gotículas foram comparadas por Dowling & Radke (1990) e compiladas de acordo com a tabela 3.1:

---

<sup>4</sup> Os satélites geostacionários são assim denominados por serem colocados em uma órbita sobre o equador, posicionados em uma altitude aproximada de 35.800 km, de tal forma que o satélite tenha a mesma velocidade angular de rotação da Terra. Este tipo de órbita é conhecido como órbita geossíncrona ou geoestacionária, e permite um freqüente monitoramento de uma mesma região específica da Terra.

Tabela 3.1: Propriedades das nuvens cirrus (baseado em Dowling & Radke, 1990).		
Propriedade	Média	Intervalo
Espessura	1,5 km	0,1 – 8,0 km
Altitude	9 km	4 – 20 km
Concentração (cristais)	30 por litro	$10^{-4}$ – $10^4$ por litro
Conteúdo de gelo	0,025 gramas por m <sup>3</sup>	$10^{-4}$ – 1,2 gramas por m <sup>3</sup>
Tamanho dos cristais (comprimento)	250 µm	1 – 8000 µm

Com o advento do laser (Maiman, 1960), os primeiros Lidars entraram em operação (Ligda, 1963; Fiocco & Grams 1964). Lidars são ideais para a detecção de nuvens cirrus por causa da grande sensibilidade na dispersão de luz na presença de aerossóis e hidrometeoros e à variedade de técnicas ópticas que podem ser aplicadas (Platt 1979; Carswell 1981; Grund & Eloranta 1990; Sassen 1991; Eberhard 1992; Platt et al., 1984; Platt et al., 1994).

Maiores detalhes sobre a instrumentação utilizada para a detecção de cirrus é dada na seção 3.5.

### **3.2) Definição moderna de Cirrus**

Atualmente, a definição de nuvens cirrus aceita internacionalmente aquela fornecida pela WMO (*World Meteorological Organization*) que tem a responsabilidade e autoridade para classificar as nuvens, primariamente pela sua morfologia: “*Cirrus: são nuvens destacadas em forma de filamentos delicados e esbranquiçados ou padrões brancos ou tiras finas. Estas nuvens possuem uma aparência fibrosa ou com textura semelhante ao da seda, ou ambos*”.

Como se pode observar, a definição é inteiramente morfológica ou baseada em aspectos morfológicos. Propriedades tais como presença de gelo, temperatura, altitude, cor e profundidade óptica não fazem parte explícita da definição, embora tais variáveis sejam muito significativas e relevantes. Segundo a WMO, as nuvens podem ser classificadas de acordo com a altitude, variando

com a latitude e estação do ano. Tais categorias baseiam-se de observações terrestres ou aparência visual.

“Cirrus subvisuais (CSBs)” (Uthe & Russel 1977; Barnes, 1980, 1982; Heymsfield 1986; Sassen et al.; 1989; Sassen & Cho 1992; Lynch & Sassen, 2002) e “Cirrus originadas por trilhas de condensação da exaustão de aviões” (Schumann, 2002), são também conhecidas em meteorologia, mas ainda não possuem uma designação em latim, portanto não são ainda classificadas pela WMO. As CSBs são definidas como cirrus com profundidade óptica no visível  $< 0,03$  (Sassen et al., 1989; Sassen & Cho, 1992). Tais nuvens são freqüentemente encontradas na tropopausa e, em algumas partes do globo, principalmente nos trópicos podem ser quase onipresentes (Wylie, 2002).

Dentro da comunidade meteorológica convencional, as propriedades ópticas das nuvens cirrus incluem grandes conteúdos de gelo e altitudes, e pequenas profundidades ópticas. No entanto estas propriedades ópticas ainda não foram quantificadas. Quanto à altitude de ocorrência, esta se refere às nuvens cujas formações se dão em média acima de 6 km, embora haja alguma variação latitudinal.

A altitude da nuvem, também é por sua vez, correlacionada com a temperatura na troposfera, e nuvens altas apresentam temperaturas bem baixas, podendo ser inferiores à temperatura de nucleação homogênea da água ( $-41$  °C). Desta forma, cirrus são nuvens que se formam principalmente à baixa temperatura na alta troposfera, compostas quase sempre de cristais de gelo (Heymsfield & Miloshevich, 1995).

### ***3.3) O gelo como importante classificador de nuvens***

Sabe-se que a propriedade física fundamental das cirrus e outras nuvens é seu conteúdo de gelo, sendo, portanto, um bom indicador para suas classificações. Para a ocorrência predominantemente de gelo nas nuvens, a temperatura deve ser provavelmente muito abaixo de zero, e se ela for menor que  $-41$  °C, ocorre a chamada nucleação homogênea devido ao processo de Bergeron (Apêndice A).

Os cristais de gelo geralmente são maiores do que as gotículas de água, portanto tem uma maior velocidade terminal, que é um fator determinante

para a evolução e morfologia da nuvem. O tipo de cristal de gelo é determinado pelo menos por três parâmetros: temperatura, umidade e vento.

Portanto, a existência de gelo na nuvem, pode e muitas vezes é um fator dominante tanto na sua evolução como na sua interação na atmosfera. A Tabela 3.2 lista algumas nuvens que não são classificadas como cirrus, mas podem conter gelo (chamadas de cirrustratus e cirruscumulus).

Tabela 3.2. Principais tipos de nuvens que podem conter gelo (Baseado em WMO International Cloud Atlas, 1987).	
Cirrus	Compostas de cristais de gelo.
Cirrustratus	Compostas principalmente de cristais de gelo.
Cirruscumulus	Constituídas quase que exclusivamente de cristais de gelo, as poucas gotículas existentes rapidamente se transformam em cristais.
Stratus	Camada de nuvens geralmente cinzenta, com base bastante uniforme, podendo dar lugar a chuvisco, cristais de gelo em formato de prisma, ou flocos de neve. Stratus não produzem o fenômeno halo, com exceção quando houver temperaturas extremamente baixas.
Nimbostratus	São nuvens de camada cinzenta, muitas vezes escuras, possuem uma aparência difusa na base, devido à ocorrência contínua de chuva ou neve.
Alto cumulus	Em sua maioria são constituídos por gotículas d'água, porém pode haver cristais de gelo, quando houver temperaturas muito baixas.
Cumulonimbus	Nuvem densa e possante de grande dimensão vertical, em forma de montanha ou de enormes torres; as dimensões horizontais e verticais são tão grandes que a forma característica da nuvem só pode ser vista a longa distância. Uma parte da região superior é geralmente lisa, fibrosa ou estriada e quase sempre achatada; esta parte pode se desenvolver em forma de bigorna ou vasto penacho. Constituídos por gotículas de água em suas partes inferiores e por cristais de gelo nas superiores; pode conter grandes gotas de chuva e granizo.

Como mostra a tabela 3.2 acima, observa-se que os 7 gêneros de nuvem (num total de 10, de acordo com a WMO), podem conter gelo ou a sua morfologia se apresenta como sendo fibrosa, cujas características também correspondem ao de uma cirrus.

De acordo com Huschke (1959, 1980), todas as nuvens podem conter gelo: "Dos gêneros de nuvens, somente cirrus ou cirrustratus são nuvens predominantemente constituídas de cristais de gelo; cirrucumulus podem ser mistas; e somente cumulonimbus são sempre mistas. Altostratus são quase sempre mistas, mas podem ocasionalmente conter só cristal de gelo. Todos os outros gêneros de nuvens são geralmente compostas de gotículas de água, e ocasionalmente mistas: altocumulus, cumulus, nimbostratus e stratocumulus".

Portanto, a classificação das nuvens pode ser obtida e formalizada, baseando-se somente no conteúdo de gelo. Tal abordagem poderia ajudar a unificar a pesquisa e o trabalho de campo em diferentes áreas envolvidas com gelo: nucleação, cristalografia, sensoriamento remoto, espectroscopia, física planetária.

Além das próprias altitudes de formação e dos conteúdos de água/gelo que compõe as nuvens, é, de grande valor, efetuar um estudo por meio das modernas técnicas de imageamento nos canais do visível e do infravermelho acoplados às informações sobre as razões de depolarização<sup>5</sup>, obtidas por alguns sistemas Lidar sobre as nuvens suficientemente frias para propiciar a formação de gelo. Este tipo de inspeção produziria imagens de polarização das nuvens, que permitiriam identificar sem equívoco, a presença de gelo e medir a distribuição de temperatura.

Finalmente, a atual classificação pela WMO não inclui as cirrus subvisuais e as geradas pelos rastros de condensação, de forma que o desenvolvimento de uma subclassificação baseada no conteúdo de gelo seria de grande utilidade (Lynch, 2002)

### **3.4) Nuvens cirrus - Uma perspectiva recente**

Já se sabe que as nuvens cirrus ocorrendo na alta troposfera exercem um papel significativo na regulação do balanço de radiação do sistema-terra-atmosfera e assim, devem ser reconhecidas como componentes cruciais para o entendimento das mudanças climáticas induzidas pelo ser humano (Liou, 1992).

Pelo fato de ocorrerem em altas altitudes, essas nuvens frias e compostas principalmente por cristais de gelo, agem como um cobertor térmico

---

<sup>5</sup> A depolarização da luz resulta da reorientação do vetor campo elétrico  $E$  durante cada evento de reflexão/refração interna que conduz ao processo de retroespalhamento.

aprisionando a radiação terrestre (infravermelha) ascendente, mas ao mesmo tempo, refletindo a radiação solar incidente de volta para o espaço (Fig.3.2).

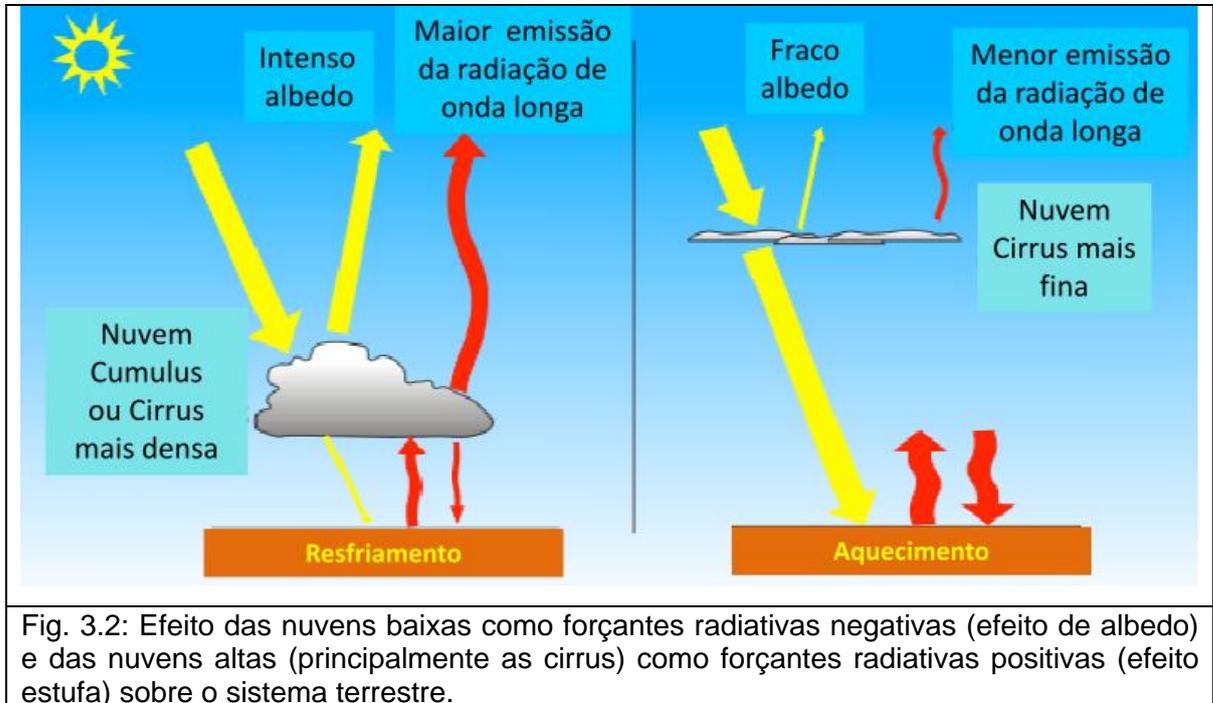


Fig. 3.2: Efeito das nuvens baixas como forçantes radiativas negativas (efeito de albedo) e das nuvens altas (principalmente as cirrus) como forçantes radiativas positivas (efeito estufa) sobre o sistema terrestre.

O balanço entre esses dois processos radiativos, efeito estufa e efeito albedo, determina o impacto final da cirrus sobre o nosso sistema climático. Determinar quais dos processos é dominante não é uma tarefa simples e remete as propriedades micro- e microfísicas (Stephens et al., 1990). Estas propriedades por sua vez dependem dos processos climáticos por meio das quais as cirrus são geradas, isto é, em função da localização geográfica, tornando complexo, portanto uma compreensão global.

Uma das questões atuais é compreender como as nuvens cirrus irão responder ou realimentar os efeitos do aquecimento global causado pelo aumento gradual do dióxido de carbono e outros gases de efeito estufa (Sassen, 2002).

Por exemplo, deve-se questionar se o aumento do tráfego de aeronaves a jato leva a uma maior formação da cobertura de cirrus (devido aos rastros de condensação<sup>6</sup>), e se esse tráfego, e outras atividades humanas como a agricultura, estão aumentando o transporte de poeira e partículas de queimada

<sup>6</sup> Os rastros de condensação são gerados na parte posterior dos aviões que ao voarem em regiões com o ar suficientemente frio, fazem com que as gotículas de água presente se condensem sobre as partículas de fuligem e de ácido sulfúrico emitidas pelos exaustores, e posteriormente congelando para formar partículas de gelo. É a chamada nucleação heterogênea (Figura 3.3).

até a alta troposfera, de modo a afetar, do ponto de vista de importância radiativa, todas as cirrus formadas naturalmente (Figura 3.3).

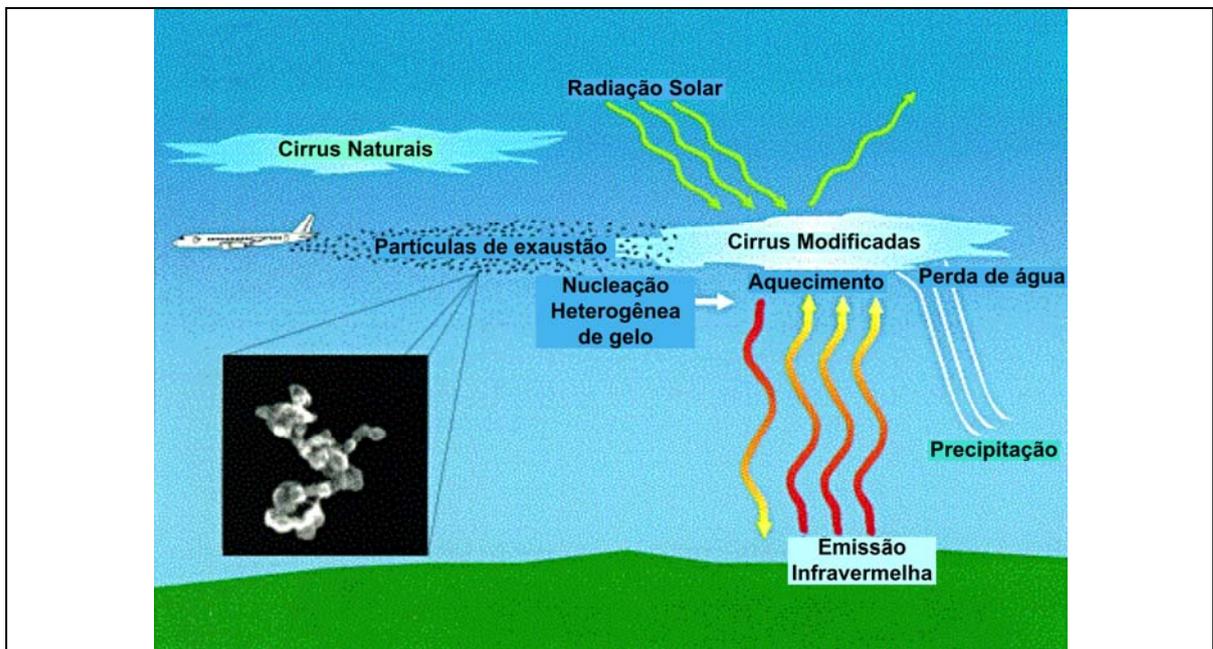


Fig. 3.3: Ilustração apontando as atividades humanas como prováveis fontes de alteração na formação das cirrus e conseqüentemente o efeito sobre o balanço de radiação na atmosfera.

Especialmente no que se refere aos rastros de condensação, experimentos revelaram a predominância de cristais em forma de rosetas, colunas e placas com dimensões variando entre 1 a 100  $\mu\text{m}$ . Os rastros de condensação persistem em regiões onde a supersaturação de gelo é muito baixa para permitir a formação natural das nuvens cirrus. Conseqüentemente, tais rastros aumentam a extensão da cobertura natural das cirrus em áreas adjacentes onde a umidade relativa é muito baixa para que a nucleação espontânea dos cristais de gelo ocorra.

Os efeitos climáticos dos rastros de condensação também incluem o impacto sobre o balanço do vapor d'água na alta troposfera, que é um importante regulador das trocas de radiação infravermelha termal (Liou, 1992).

Uma análise da cobertura de cirrus em Salt Lake City (EUA) baseada em observações de superfície revelou que o aumento substancial dessas nuvens ocorrido em meados de 1965 coincidiu com um aumento do consumo doméstico de combustível de avião neste mesmo período (Liou, 1986, 2002; Sassen, 2003; Schumann, 2002)

Outro ponto a considerar sobre o papel que as cirrus exercem sobre o clima está relacionado à variação do conteúdo de água líquida sobre o gelo e do tamanho dos cristais nessas nuvens. Baseado em observações em aviões, algumas evidências sugerem que existe uma correlação distinta entre a temperatura e as duas variáveis anteriores. Dentre essas observações, notou-se que o aumento na temperatura obviamente leva ao aumento do conteúdo de água líquida. Além disso, os cristais apresentam-se menores (maiores) em baixas (altas) temperaturas (Liou, 1992). A implicação dessas relações microfísicas para o clima é significativa. Para as cirrus em grandes altitudes contendo primariamente cristais de gelo não-esféricos, resultados de modelos climáticos unidimensionais sugerem que o balanço entre o albedo e o efeito estufa depende não apenas do conteúdo de água líquida, mas também do tamanho dos cristais de gelo (Liou, 1992). Esses efeitos competitivos diferem das nuvens baixas contendo puramente água líquida, nas quais, um aumento de temperatura, implicaria no aumento do conteúdo de água líquida e refletiria maior quantidade de radiação solar (efeito de forçante negativa)<sup>7</sup>.

Felizmente, uma nova geração de instrumentos meteorológicos tem-se tornado disponível para tentar responder tais questões. Sofisticados sistemas de medições de nuvens usando sondas *in situ* montadas em aviões, satélites imagiadores com canais multiespectrais, sistemas de sensoriamento remoto ativos baseados em solo como Lidars e radares, além de radiômetros passivos tem facilitado a pesquisa sobre as cirrus. Da mesma forma, avanços significativos têm sido feitos em relação à modelagem numérica das nuvens.

Todas essas melhorias têm contribuído para aprimorar o conhecimento sobre as propriedades e características das nuvens cirrus nestas últimas décadas.

---

<sup>7</sup> Forçante radiativa é a medida de influência que um fator tem de alterar o balanço de energia que entra ou sai no sistema terra-atmosfera e é um índice de importância do fator como um potencial mecanismo de mudança climática. Quando o valor da forçante é positivo, está contribuindo para o efeito de aquecimento do sistema climático (Gases de efeito estufa de longa vida como CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>; Ozônio Troposférico). Já quando a forçante é negativa, impacta no sentido de resfriar (efeito albedo das nuvens, aerossóis), IPCC (Alley et al., 2007).

### **3.5) Instrumentação utilizada para a observação de cirrus**

#### **3.5.1) Observações *in situ***

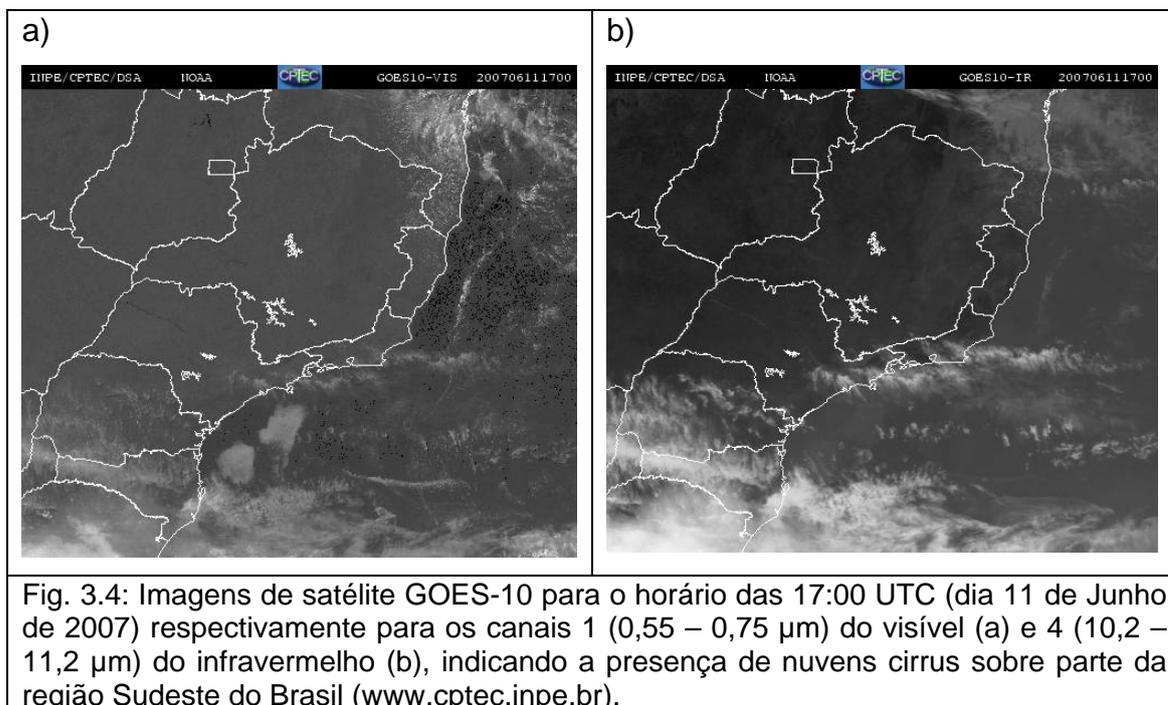
As primeiras tentativas para o estudo das propriedades das nuvens cirrus foram registradas em meados de 1940 em plena segunda guerra mundial com amostragens *in situ* por meio de aviões voando diretamente sobre as áreas de formação destas nuvens (Weikmann, 1945).

Por volta de 1970, sondas baseadas no espalhamento de um feixe de laser na direção frontal, munidos com sofisticados processadores eletrônicos também montados em aviões, foram desenvolvidas para facilitar a análise do conteúdo das nuvens cirrus (Knollenberg, 1976). Estas sondas, com sistemas de medição de partículas são ainda largamente utilizadas para a determinação da distribuição de tamanho dos cristais de gelo com dimensões variando em torno de 25 a 4000  $\mu\text{m}$ . Ainda, a amostragem direta desses cristais em substratos previamente preparados para o estudo microscópico posterior e para a determinação do formato e densidade das partículas têm-se mostrado uma técnica popular também já desde os meados de 1940 (Arnott et al., 1994; Sassen, 1994; Sassen et al., 1995; Sassen & Hsueh, 1998).

Uma das principais desvantagens de tais métodos, porém, é a incapacidade de caracterizar efetivamente cristais menores que 200  $\mu\text{m}$  e ainda de medir diretamente o conteúdo de água nos cristais de gelo, assim como seus principais parâmetros ópticos (Sassen, 2002). Operações com aviões também estão restritos a uma cobertura espacial e volume de amostragem, ambos limitados. Não obstante, uma compilação das propriedades microfísicas das cirrus obtidas por meio de instrumentos instalados em aviões pode ser encontrada em Heymsfield & Platt (1984) ou Dowling & Radke (1990).

#### **3.5.2) Observações baseada no espaço**

Como comentado anteriormente na seção 3.1, as primeiras observações de formações de nuvens em escala global diretamente do espaço podem ser datadas a partir do lançamento do satélite TIROS-I (*Television and Infrared Observations Satellite*) em 1960 e da série de satélites GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) em 1974, utilizando informações tanto dos canais visível como do infravermelho termal (Figura 3.4).



Desde então, tais técnicas multiespectrais têm-se tornado mais sofisticadas, com a adição de novas bandas, aumentando assim, a resolução das medidas nos sensores em órbita (Rossow & Gardner, 1993). Entre eles, pode-se destacar o radiômetro AVHRR (*Advanced High Resolution Radiometer*), que na tentativa para identificar e caracterizar as propriedades das cirrus baseia-se em sofisticados algoritmos que exploram as diferenças entre as radiâncias multiespectrais medidas da mesma forma como nos modelos de transferência radiativa (Sassen, 2002).

Porém, sabe-se que a presença de nuvens cirrus representa um desafio significativo para os sistemas de sensoriamento passivo posicionados no espaço. Para minimizar as deficiências no processo de recuperação de dados das nuvens cirrus deve-se contabilizar apropriadamente os efeitos de inomogeneidades espaciais, caracterizar adequadamente as radiâncias devido à superfície ou às nuvens baixas, compreender o processo de espalhamento por partículas de gelo não-esféricas (assim como sua variabilidade em tamanho e habitat na atmosfera), manter acurácia na calibração dos instrumentos entre outros.

Apesar de tais precauções, ainda é comum depararmos com questões fundamentais como, por exemplo, quantas nuvens cirrus não são detectadas por serem óptica e geometricamente muito finas, ou então, quantas nuvens frias e de grande desenvolvimento vertical são caracterizadas como cirrus, embora, na realidade, representem apenas o topo de sistemas de nuvens profundas como os altostratus ou mesmo cumulonimbus (Sassen, 2002).

Recentemente, Choi & Ho (2006) determinaram as propriedades ópticas das cirrus nos trópicos (25° S – 25° N) por meio dos dados do MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo do satélite Terra. Desta forma, a identificação de cirrus opticamente muito finas (profundidade óptica  $\tau < 1$ ) na alta troposfera pôde ser resolvida em grande extensão incorporando-se o canal de reflectância de 1,38  $\mu\text{m}$  na instrumentação do MODIS (Gao et al., 2002; Meyer et al., 2004).

O canal de 1,38  $\mu\text{m}$  apresenta o pico de sua banda localizado na região de forte absorção do vapor d'água. Assim, as nuvens baixas aparentam ser mais escuras devido ao fato da luz solar refletida ser significativamente atenuada devido à grande presença de vapor d'água nas camadas dessas nuvens, enquanto que as nuvens altas por sua vez, aparentam ser mais brilhantes por não apresentarem tal efeito de absorção no respectivo canal (Ackerman et al., 1998; Choi & Ho, 2006).

Dessler & Yang (2003), por exemplo, reportaram que um terço dos pixels classificados como livre de nuvens pelo algoritmo de máscara de nuvens do MODIS continham cirrus finas detectáveis pelo canal citado.

Por fim, uma última geração de instrumentos, principalmente constituídos por sensores ativos tem aberto uma nova fronteira no que se refere ao sensoriamento baseado no espaço. O experimento LITE (*Lidar In-space Technology Experiment*) efetuou medições das estruturas das nuvens no período de 10-19 de Setembro de 1994 durante uma missão de 9 dias de um ônibus espacial (Winker & Trepte, 1998; Omar & Gardner, 2001; Massie et al., 2010). Durante o LITE cirrus “laminares” com profundidades verticais variando de poucas centenas de metros até 1 km e escalas horizontais de até 2700 km foram observadas entre 20° S – 35° N em altitudes superiores a 15 km, com uma ocorrência de aproximadamente 7% ao longo de todo o experimento.

Dessler et al. (2006a) analisaram a distribuição de cirrus opticamente finas nos trópicos, próximos à tropopausa (temperatura potencial entre 360 e 400 k, altitudes de 13,7 a 16,2 km) utilizando os dados do GLAS (*Geociência Laser Altimetro System*) entre 29 de Setembro a 17 de Novembro de 2004. Durante as observações do GLAS, foi constatado que as frequências de ocorrência das cirrus eram maiores durante a noite que de manhã, sendo observados mais frequentemente sobre as superfícies terrestres que nos oceanos (Dessler et al., 2006b).

Dentre as mais recentes missões experimentais de satélites transportando sensores ativos, podemos destacar: o CloudSat e o CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*), fazendo parte do conjunto de satélites que formam o A-train (Winker et al., 2007).

Da mesma forma como no caso dos demais instrumentos anteriormente descritos, o radar CPR (*Cloudsat Cloud Profiling Radar*) e o Lidar CALIOP (*CALIPSO Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*), tem sido utilizados com grande êxito para a observação e caracterização das nuvens cirrus em regiões tropicais (Sassen & Wang, 2008; Haladay & Stephens, 2009; Massie et al., 2010; Virts et al., 2010; Taylor et al., 2011).

### **3.5.3) Observações baseadas em terra**

Sistemas ativos de sensoriamento remoto como no caso do Lidar (*Light Detection and Ranging*) e dos radares apresentam alta resolução espacial (em escala de metros ou inferior), tornando-se indispensáveis no estudo das propriedades das nuvens cirrus (Sassen et al., 2002).

Essa importância foi reconhecida principalmente durante o FIRE IFO I – First ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*) *Regional Experiment Intensive Field Observations* em 1986 (embora o uso de Lidars para o estudo de cirrus já venha ocorrendo pouco depois da invenção do laser (Schotland et al., 1971)).

A técnica de lidar com polarização é particularmente importante para sondar a composição das cirrus (Spinhirne et al., 1983; Sassen, 1991; Plat et al., 1998). A razão de depolarização linear medida com o Lidar é inerentemente sensível ao formato e a orientação da partícula de gelo (Takano & Liou, 1995), de

modo que essa habilidade para se distinguir as fases líquidas e sólidas da água nas nuvens não apresenta ambigüidades.

Pode-se considerar que o sensoriamento através de sistemas de Lidar é ideal na pesquisa das nuvens cirrus até porque as categorizadas como subvisuais podem ser facilmente detectadas, embora a presença de camadas de nuvens baixas possa em algum grau, representar um fator de atenuação para o sinal de interesse (Sassen, 2002).

Uma seção voltada à descrição da técnica de Lidar é apresentada mais adiante, uma vez que essa é a ferramenta principal utilizada nesse trabalho.

### **3.6) Propriedades básicas das nuvens cirrus**

Como comentado na seção 3.3, as nuvens cirrus, independente da região, são definidas como nuvens altas constituídas quase que exclusivamente de cristais de gelo. Outros autores como Sassen & Cho (1992) categorizaram as nuvens com características de cirrus de acordo com as suas propriedades ópticas, definindo-as em três tipos: cirrustratus, cirrus finas e cirrus subvisuais. Estas últimas são caracterizadas por apresentarem profundidades ópticas  $\tau_C < 0,03$  e, como o próprio nome sugere, não são visíveis aos nossos olhos quando observadas do solo. As cirrus finas por sua vez, apresentam uma profundidade óptica no intervalo entre  $0,03 < \tau_C < 0,3$ , com uma aparência de translúcida à transparente e na maioria das vezes, com inomogeneidades. Finalmente, as cirrustratus possuem  $\tau_C > 0,3$  com valores máximos alcançando até  $\tau_C = 20$ , sendo opacas com camadas estratificadas.

Alguns trabalhos mostram que dependendo da profundidade óptica das nuvens, o balanço radiativo pode ser significativamente alterado. Comstock et al. (2002) descobriram que cirrus com  $\tau_C > 0,06$  reduzem a emissão de onda longa para o espaço por um fator de até  $10 \text{ W/m}^2$ , enquanto que as nuvens com  $\tau_C = 0,8$  podem reduzir em até  $80 \text{ W/m}^2$ . O efeito das forçantes radiativas de cirrus subvisuais por sua vez é pequeno, mas não desprezível (McFarquhar et al., 2000). As subvisuais podem, por exemplo, desviar as medidas de satélite porque em geral, tais nuvens não são detectadas por radiômetros convencionais, causando, portanto, um erro de até 2K nas temperaturas da superfície do mar recuperadas por satélite (Lynch & Sassen, 2002).

### 3.7) Processos de formação das nuvens cirrus

De acordo com o entendimento atual, os processos de geração das nuvens cirrus compreendem os seguintes descritos na tabela 3.3 (Sassen, 2002).

Tabela 3.3: Divisão das nuvens cirrus de acordo com os mecanismos de geração. Adaptado de Sassen, 2002.	
Categoria	Mecanismo
Sinótica (corrente de jato na alta troposfera, sistema frontal, etc)	Perturbações atmosféricas na alta troposfera.
Injeção de cirrus	Originadas pelas bigornas das nuvens de convecção profunda ou cumulonimbus.
Orográfica	Correntes ascendentes nas montanhas
Aprisionamento frio	Aprisionamento por resfriamento na tropopausa
Rastros de condensação	Rápido congelamento dos produtos de exaustão dos aviões

A formação das cirrus por rastros de condensação foi comentada na seção 3.4, sendo, portanto, omitida aqui.

A categoria das cirrus sinóticas compreende uma variedade de cirrus que se formam nas regiões da alta troposfera devido às perturbações na atmosfera. As velocidades de levantamento podem variar num grande intervalo, indo desde uma escala de alguns centímetros por segundo (típicos nos levantamentos graduais dos sistemas frontais) até uma escala de metros por segundo, característica das células convectivas chamadas *uncinus*. Modelos mostram que tais cirrus se formam tipicamente do topo (onde ocorre a formação de partículas) para baixo devido ao processo de sedimentação dos cristais de gelo (Starr & Cox, 1985; Khvorostyanov & Sassen, 1998). A precipitação das partículas e o processo de evaporação podem desestabilizar, porém, algumas regiões da atmosfera e contribuir assim, para o desenvolvimento adicional de nuvens abaixo da camada original de geração das cirrus.

Tanto as cirrus de origem orográfica como as originadas por fortes processos convectivos envolvem a formação de gelo em fortes correntes ascendentes (metros por segundo) que tendem a aumentar a concentração do gelo de acordo com alguns modelos estudados (Jensen et al., 1994). Nucleações de gotículas de nuvem super congeladas também ocorrem em certas

temperaturas. No estágio de “manutenção” das bigornas, as cirrus são afetadas por núcleos de condensação levantados a partir da camada limite<sup>8</sup>.

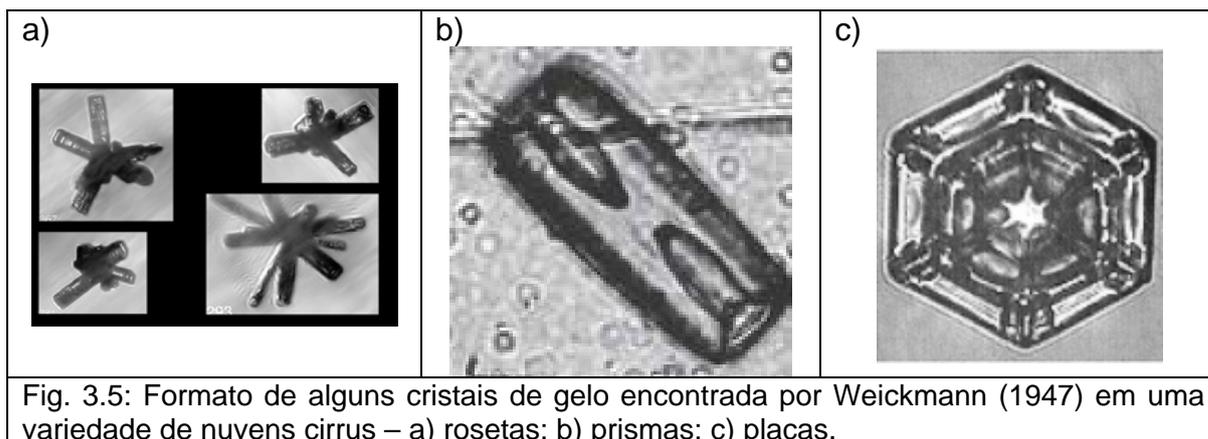
A última categoria refere-se às cirrus tropicais finas ou até mesmo subvisuais formadas na tropopausa, que foram reconhecidas apenas recentemente. Suas grandes extensões espaciais têm sido ilustradas por medidas de Lidar do espaço durante o experimento LITE (Winker & Trepte, 1998). É referida aqui como nuvens cirrus de aprisionamento frio ou por resfriamento devido a sua característica única: tais nuvens ocorrem em condições de temperatura entre  $-70^{\circ}$  a  $-90^{\circ}\text{C}$  e altitudes entre 15 e 20 km, condições nas quais são raramente encontradas fora dos trópicos. Estas camadas tênues de nuvens são compostas por cristais relativamente pequenos (Heymsfield, 1986) cuja manutenção se dá pelo suprimento de umidade das convecções profundas.

### **3.8) Formato dos cristais de gelo das cirrus**

Weickmann (1947) foi o primeiro a caracterizar o formato dos cristais de gelo por meio de dados coletados em uma variedade de nuvens cirrus. A seguinte relação entre a forma do cristal, a umidade relativa e os tipos de nuvem foram encontradas num intervalo de temperatura entre  $-30^{\circ}$  e  $-60^{\circ}\text{C}$ : para as cirrus *castellatus*, *cirrucumulus* e *uncinus* inferidas em condições próximas à saturação da água, as partículas apresentavam formas de “esqueletos prismáticos”, ocorrendo em aglomerados de cristais, às vezes vazados, chamados de rosetas (Figura 3.5a). Em cirrus *filosus* e *densus*, cujas partículas se desenvolvem num estágio intermediário entre a saturação do gelo e a água, Weickmann encontrou cristais em forma de prismas (Figura 3.5b). Em cirrustratus, cuja umidade relativa se encontra próxima à saturação do gelo, o mesmo autor encontrou cristais primariamente individuais também com formatos de prisma e placas (Figura 3.5c).

---

<sup>8</sup> As partículas levantadas por processos convectivos representam normalmente o aerossol intrínseco (*background*) na alta troposfera, mas dependendo da latitude e da estação do ano, outros núcleos provenientes, por exemplo, da estratosfera podem se encontrar em maior número (Sassen, 2002).



Heymsfield & Platt (1984) descreveram o formato dos cristais nas cirrus de latitudes médias para três intervalos de temperatura: acima de  $-40^{\circ}\text{C}$ , entre  $-40^{\circ}$  e  $-50^{\circ}\text{C}$  e abaixo de  $-50^{\circ}\text{C}$ , subdividindo os resultados de acordo com as origens de formação, isto é, cirrus geradas por células convectivas ou então por levantamentos lentos (nuvens “estáveis”). Para todas as situações, as formas colunares vazadas e placas hexagonais predominaram próximo ao topo das nuvens; os cristais como as rosetas foram encontradas em maior número para  $T > -40^{\circ}\text{C}$ ; e colunas sólidas ou vazadas prevaleceram para  $T < -50^{\circ}\text{C}$ . No intervalo de temperatura entre  $-40^{\circ}$  e  $-50^{\circ}\text{C}$ , as nuvens convectivas apresentaram cristais espaciais predominantemente em forma de rosetas, enquanto que no caso das nuvens cirrus “estáveis”, ocorreram em maior número, as colunas vazadas.

Estudos mais recentes sobre os aspectos particulares dos formatos dos cristais de gelo incluindo habitat em condições de temperatura e umidade relativa específicas, podem ser encontradas, por exemplo, em Heymsfield et al., 1990, Kinne et al., 1992 e Arnott et al., 1994.

### **3.9) O Espalhamento da radiação na atmosfera**

A teoria de espalhamento descreve a interação da radiação eletromagnética com a matéria. Porém, para cada fóton emitido por um sistema como o Lidar, existe uma probabilidade deste fóton atravessar diretamente a atmosfera sem sofrer interações com as moléculas de  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$  e com os outros gases presentes. Da mesma forma, alguns fótons são espalhados em diferentes altitudes e em diferentes direções. Apenas uma pequena fração deles é retroespalhada de volta para o sistema sem sofrer mudança em seu comprimento

de onda (retroespalhamento elástico). Outros fótons são absorvidos e reemitidos quase que simultaneamente em outros comprimentos de onda (efeito Raman<sup>9</sup>)

Para um sistema Lidar de espalhamento elástico, os principais fenômenos associados são o espalhamento Rayleigh e Mie que dependem do tamanho da partícula em relação ao comprimento de onda incidente. O padrão de espalhamento para ambos os casos é ilustrado na Figura 3.6.

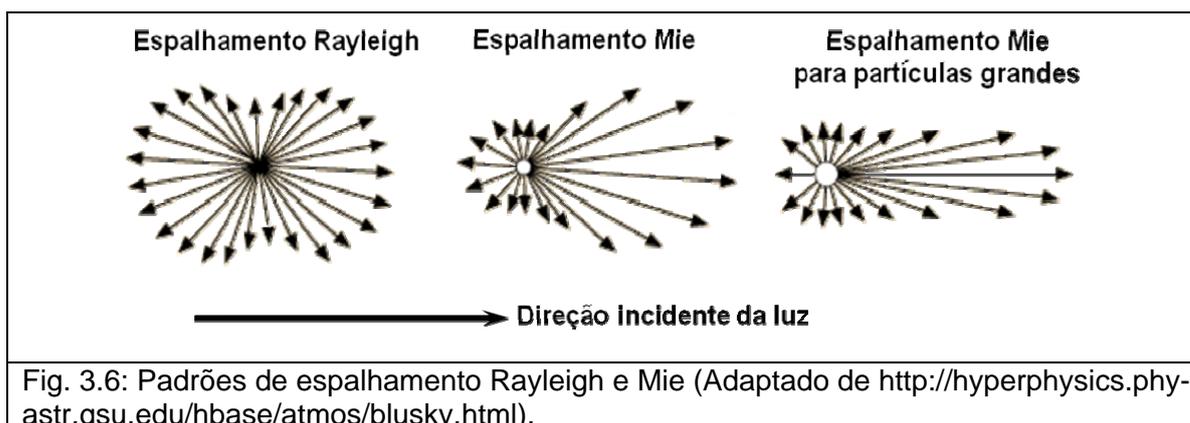


Fig. 3.6: Padrões de espalhamento Rayleigh e Mie (Adaptado de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html>).

Quando ocorre o espalhamento Rayleigh, isto é, quando as partículas são menores que  $1/10$  do comprimento de onda  $\lambda$  incidente, tem-se um padrão de intensidade simétrico, enquanto que para o caso Mie cujas partículas são maiores que  $\lambda$ , esse padrão apresenta lóbulos mais intensos preferencialmente na direção de incidência do feixe.

### 3.9.1) Espalhamento Rayleigh

Moléculas e partículas de aerossol com um parâmetro de tamanho definido por  $\gamma = \frac{2\pi r}{\lambda}$  menor que a unidade, são consideradas opticamente pequenas (Lampert, 2010) e oscilam com o campo de radiação eletromagnética incidente. Esta interação é descrita através da teoria de espalhamento Rayleigh,

<sup>9</sup> O efeito Raman descreve o fenômeno de espalhamento inelástico da luz através da matéria. Foi predito teoricamente em 1923 por A. Smekal. No entanto, a observação e interpretação correta foram feitas pela primeira vez por C. V. Raman e K.S. Krishnan também em 1923, na Índia. Quando ocorre interação dos fótons com as moléculas envolvendo troca de energia, as diferenças dos níveis de energia (devido à rotação e vibração dessas moléculas) podem resultar em duas situações distintas: a) o fóton resultante perde energia, gerando as linhas de emissão chamadas de Stokes, tendendo na direção “vermelha” do espectro incidente; b) o fóton resultante ganha energia, gerando as linhas Anti-Stokes, que tendem à direção “azul” do espectro (Measures, 1992).

cuja secção de espalhamento  $\sigma_{esp}$  é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda  $\lambda$  da radiação:

$$\sigma_{esp}(\lambda) = \frac{24\pi^3 (m_r^2 - 1)^2}{\lambda^4 N_s^4 (m_r^2 + 2)^2} \left( \frac{6 + 3\rho_m}{6 - 7\rho_m} \right) \quad (\text{Bucholtz, 1995}). \quad (3.1)$$

Nesta equação,  $m_r$  é índice de refração<sup>10</sup> do ar que pode ser calculado pelas equações propostas por Peck & Reeder (1972). Para o caso onde  $\lambda > 0,23 \mu\text{m}$  e temperatura  $T = 15^\circ\text{C}$ , tem-se:

$$(m_r - 1) = 10^{-8} \left[ \frac{5791,817}{238,0185 - (1/\lambda)^2} + \frac{167,909}{57,362 - (1/\lambda)^2} \right]. \quad (3.2)$$

$N_s$  é a densidade molecular por  $\text{cm}^3$  e  $\rho_m$  a razão de depolarização que leva em conta a anisotropia da molécula. O termo  $\left( \frac{6 + 3\rho_m}{6 - 7\rho_m} \right)$  por sua vez, equivale ao fator de King. A depolarização varia dependendo da molécula considerada, e, portanto, o fator de King deve levar em conta essa variação para as diferentes moléculas que compõe o ar. Usando a formulação proposta por Bates (1984), pode-se calcular o fator de King para o  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ , Argônio e  $\text{CO}_2$ , com  $\lambda$  em  $\mu\text{m}$ :

$$F(\text{N}_2) = 1,034 + 3,17 \times 10^{-4} \frac{1}{\lambda^2}; \quad (3.3)$$

$$F(\text{O}_2) = 1,096 + 1,385 \times 10^{-3} \frac{1}{\lambda^2} + 1,448 \times 10^{-4} \frac{1}{\lambda^4}; \quad (3.4)$$

$$F(\text{Argônio}) = 1,00 \quad (\text{gases nobres monoatômicos não provocam depolarização}); \quad (3.5)$$

$$F(\text{CO}_2) = 1,15. \quad (3.6)$$

<sup>10</sup> Na realidade, o índice de refração de uma partícula é uma grandeza complexa  $n = m_r + im_i$ , sendo que a parte real ( $m_r$ ) é responsável pelo processo de espalhamento, enquanto o termo complexo ( $m_i$ ) é responsável pela absorção (Seinfeld & Pandis, 1998).

Finalmente, deve-se considerar a quantidade fracional dos principais constituintes do ar seco além da concentração (variável) do CO<sub>2</sub> para calcular o fator de King do ar:

$$F(Ar, CO_2) = \frac{78,084F(N_2) + 20,946F(O_2) + 0,934F(Argônio) + [CO_2]F(CO_2)}{78,084 + 20,946 + 0,934 + [CO_2]} \quad (3.7)$$

Vale lembrar que a concentração de CO<sub>2</sub> aqui deve ser um valor percentual, isto é, para um valor de concentração de 360 ppm (partes por milhão) por exemplo, tem-se que [CO<sub>2</sub>] = 0,036.

Logo, a secção de espalhamento Rayleigh levando-se em conta os principais componentes do ar pode ser escrita como:

$$\sigma_{esp}(\lambda) = \frac{24\pi^3(m_r^2 - 1)^2}{\lambda^4 N_s^4 (m_r^2 + 2)^2} F(Ar, CO_2) \quad (3.8)$$

Devido à presença constante das moléculas de N<sub>2</sub> e O<sub>2</sub> na atmosfera, a contribuição Rayleigh também estará sempre presente no sinal retroespalhado do Lidar.

### 3.9.2) Espalhamento Mie

O espalhamento por partículas esféricas com dimensões na ordem do comprimento de onda incidente ( $\gamma \approx 1$ ) é em geral descrito pelo espalhamento Mie (Kerker, 1969).

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 interferências construtivas e destrutivas. Desta forma, a solução dessas equações não é trivial, não sendo, portanto, apresentada aqui, uma vez que esse não é o foco deste trabalho.

Para uma população de partículas esféricas de diâmetro  $D$ , monodispersas e com uma função de distribuição de tamanhos  $N(D)$ , definimos um coeficiente de extinção dado por:

$$\alpha_{ext} = \int_{D_1}^{D_2} \frac{\pi D^2}{4} Q_{ext}(m, \gamma) N(D) dD \quad (3.9)$$

onde  $Q_{ext}$  é uma grandeza adimensional chamada de eficiência de extinção,  $D_1$  e  $D_2$  são os intervalos de diâmetro das partículas, e  $m$  é o índice de refração das partículas normalizadas pelo índice de refração do meio.

O coeficiente de extinção pode ser expresso como a soma das contribuições de espalhamento e absorção denotados por  $\alpha_{esp}$  e  $\alpha_{abs}$  respectivamente e, expressões similares podem ser escritas para os dois processos, isto é:

$$\alpha_{ext} = \alpha_{esp} + \alpha_{abs}; \quad (3.10)$$

$$\alpha_{esp} = \int_{D_1}^{D_2} \frac{\pi D^2}{4} Q_{esp}(m, \gamma) N(D) dD; \quad (3.11)$$

$$\alpha_{abs} = \int_{D_1}^{D_2} \frac{\pi D^2}{4} Q_{abs}(m, \gamma) N(D) dD. \quad (3.12)$$

As fórmulas para o cálculo das eficiências de espalhamento e absorção e, portanto, da extinção envolvem as funções de Riccati-Bessel, definidas por (Kerker, 1969):

$$Q_{ext}(m, \gamma) = \frac{2}{\gamma^2} \sum_{k=1}^{\infty} (2k+1) [|a_k|^2 + |b_k|^2]; \quad (3.13)$$

$$Q_{esp}(m, \gamma) = \frac{2}{\gamma^2} \sum_{k=1}^{\infty} (2k+1) \text{Re}[a_k + b_k], \quad (3.14)$$

onde

$$a_k = \frac{\gamma \psi_k(\gamma m) \psi_k(\gamma) - \gamma m \psi_k(\gamma) \psi_k(\gamma m)}{\gamma \psi_k(\gamma m) \zeta_k(\gamma) - \gamma m \zeta_k(\gamma) \psi_k(\gamma m)}; \quad (3.15)$$

$$b_k = \frac{\gamma m \psi_k(\gamma m) \psi_k(\gamma) - \gamma \psi_k(\gamma) \psi_k(\gamma m)}{\gamma m \psi_k(\gamma m) \zeta_k(\gamma) - \gamma \zeta_k(\gamma) \psi_k(\gamma m)}. \quad (3.16)$$

As funções  $\psi_k(z)$  e  $\zeta_k(z)$  são as funções recursivas de Riccati-Bessel.

Conforme os valores do parâmetro  $a$  aumentam, a eficiência de espalhamento tende a um valor 2 (Bohren & Huffman, 1983; Liou, 2002;

Mishchenko et al., 2002), conforme apresentado na Figura 3.7, ilustrando a diminuição da dependência espectral.

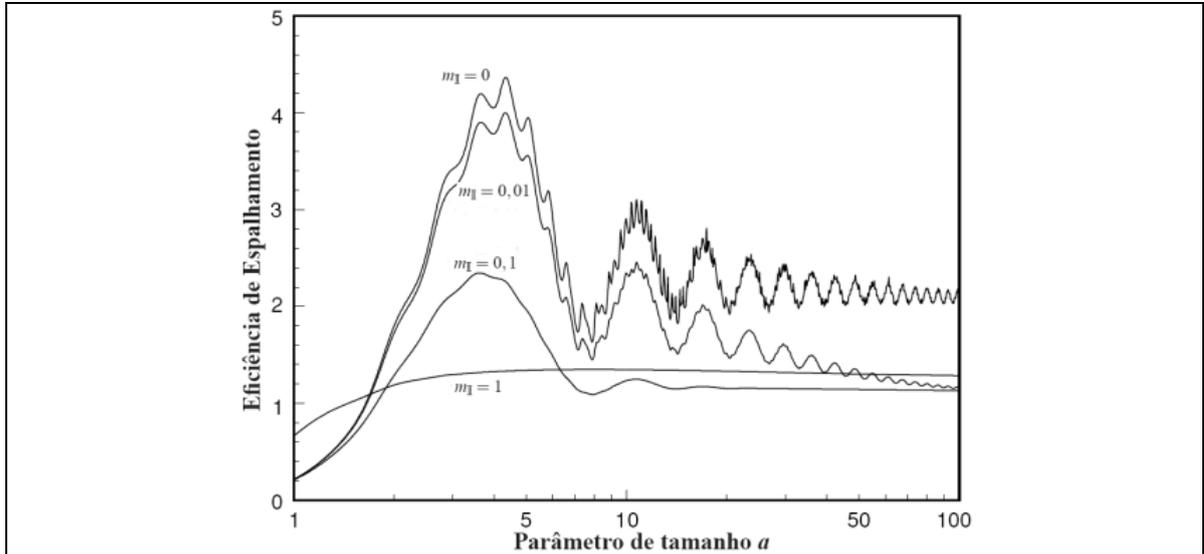


Fig. 3.7: Fator de eficiência de espalhamento em função do parâmetro de tamanho  $\gamma$  com a parte real do índice de refração  $m_r = 1,5$  e quatro diferentes valores da parte imaginária  $m_i$ . Adaptada de Wallace e Hoobs (2006)

Finalmente, as seções de choque de espalhamento e extinção Mie, podem ser definidas em função dos fatores de eficiência de espalhamento e de extinção:

$$\sigma_{esp\_Mie} = \pi r^2 Q_{esp}(m, \gamma); \quad (3.17)$$

$$\sigma_{ext\_Mie} = \pi r^2 Q_{ext}(m, \gamma). \quad (3.18)$$

### 3.9.3) Espalhamento por partículas não-esféricas

Os processos de espalhamento envolvendo partículas não-esféricas são matematicamente difíceis para se descrever. Para reproduzir os resultados das funções de fase de espalhamento por cristais de gelo medidos, por exemplo, por nefelômetros<sup>11</sup>, uma base de dados para diferentes formas, tamanhos e

<sup>11</sup> Nefelômetro é um instrumento utilizado para medir as propriedades ópticas das partículas em suspensão num meio. Um feixe de luz (fonte) ao atravessar o meio, interage com as partículas e o feixe resultante (espalhado) é coletado por um detector posicionado em geral a 90° em relação ao feixe original. Assim, a densidade das partículas, seu coeficiente de espalhamento, sua função de fase e outras propriedades ópticas podem ser inferidas em função da quantidade de luz refletida na direção do detector.

rugosidades dos cristais foi criada como um guia de consulta (Yang & Liou, 1996; Jourdan et al., 2003a, 2003b; Rother et al., 2006).

A melhor maneira de se expressar o espalhamento por partículas não-esféricas é por meio da depolarização sofrida pelo feixe de luz linearmente polarizada que, ao atravessar o meio, tem sua direção de polarização rotacionada. Esse processo se dá, por exemplo, em cristais de gelo não-esféricos quando a radiação emerge da superfície destas após sofrer diversas reflexões internas.

A razão de depolarização (volumétrica) é definida como a razão dos coeficientes de retroespalhamento –  $\beta_{\perp}$  e  $\beta_{\parallel}$  devido aos feixes espalhados com direções de polarização respectivamente perpendicular e paralela à direção de polarização linear do feixe incidente (Pal & Carswell, 1973):

$$\delta(R) = \frac{\beta_{\perp}(R)}{\beta_{\parallel}(R)} \quad (3.19)$$

Para nuvens compostas por partículas de gelo, por exemplo, o valor de depolarização depende do tamanho e do habitat destas partículas. Em um trabalho revisto por Sassen (1991), são descritos valores típicos de depolarização variando entre 40 – 50%, embora valores maiores até 80% tenham sido reportados, e ao mesmo tempo, valores quase nulos observados para placas horizontalmente orientadas (Hu et al., 2007).

### **3.10) Princípios do Lidar (*Light Detection And Ranging*)**

O Lidar (acrônimo do inglês para *Light Detection And Ranging*) é um sistema de sensoriamento remoto ativo que se utiliza dos efeitos de absorção e espalhamento da atmosfera para obter informações a respeito de seu estado e da sua composição com uma alta resolução temporal e vertical. Basicamente, o Lidar consiste de uma unidade de transmissão e uma outra unidade, de recepção.

A unidade de transmissão simples consiste em um laser que emite pulsos de luz monocromáticos e coerentes que interagem com os constituintes atmosféricos. A unidade de recepção por sua vez é constituída por um telescópio que coleta a luz retroespalhada e por um sistema de detecção que conta o número de fótons recebidos.

Considerando a velocidade da luz constante  $c$ , a distância  $R$  entre o telescópio e a altitude onde o evento de espalhamento ocorre pode ser calculado sabendo-se o tempo  $t$  entre a emissão do pulso de laser e a detecção da luz retroespalhada como sendo  $R = \frac{1}{2} ct$ . Ainda, se o sistema compreende um sistema de varredura, a distância  $R$  deve ser convertida na altitude real  $H$  dada por  $H = R \cos \phi$ , sendo  $\phi$  o ângulo zenital (entre o zênite e a direção da medição).

Por sua vez, a potência de retorno é descrita pela equação de Lidar. Para um sistema elástico, essa equação se torna:

$$P(\lambda, z) = P_0 \left( \frac{ct_{pulsos}}{2} \right) \underbrace{\frac{A}{R^2}}_{\text{I}} \underbrace{\beta(R, \lambda)}_{\text{II}} \underbrace{\exp \left[ -2 \int_0^R \alpha(z, \lambda) dz \right]}_{\text{III}} \quad (3.20)$$

$A$  e  $t_{pulsos}$  são respectivamente, a área efetiva do receptor e o tempo de duração do pulso.

De acordo com a equação 3.20, a potência do sinal retroespalhado  $P$  para um comprimento de onda específico  $\lambda$  a partir de uma distância  $R$  depende basicamente de três termos que modificam a potência emitida pelo laser (Wandinger, 2005).

O termo (I) descreve o ângulo sólido enxergado pelo sistema de detecção e o fator  $1/R^2$  representa o decréscimo do sinal recebido com o aumento da distância  $R$ .

O termo (II) é o coeficiente de retroespalhamento  $\beta(R, \lambda)$  ou seja, o coeficiente de espalhamento para um ângulo de  $180^\circ$  em relação à direção de propagação do feixe incidente. Este coeficiente é dado em  $\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$ .

O termo (III) pode ser referenciado como o termo de transmissão e o a respectiva integral é chamada de profundidade óptica. Este último termo considera a fração da luz emitida que é extinguida, devido ao espalhamento e absorção durante o trajeto de ida e volta do feixe, entre o Lidar e o volume espalhador localizado a uma distância  $R$  do primeiro. De acordo com a Lei de Lambert – Beer – Bouguer, o termo de transmissão descreve a atenuação exponencial da luz ao longo de um caminho linear do meio devido aos componentes atmosféricos. O coeficiente de extinção volumétrico  $\alpha(R, \lambda)$  é dado

em  $\text{m}^{-1}$ . O fator 2 leva em conta que o feixe de luz deve passar duas vezes pela coluna de ar antes de alcançar o detector do Lidar.

Na atmosfera, as moléculas de ar (índice  $m$ ) e as partículas (índice  $p$ ) contribuem tanto para o processo de espalhamento como de extinção. Desta forma,  $\beta(R, \lambda)$  e  $\alpha(R, \lambda)$  devem ser escritas como:

$$\beta(R, \lambda) = \beta_m(R, \lambda) + \beta_p(R, \lambda), \quad (3.21)$$

$$\alpha(R, \lambda) = \alpha_m(R, \lambda) + \alpha_p(R, \lambda). \quad (3.22)$$

Os coeficientes de retroespalhamento  $\beta_m$  e extinção  $\alpha_m$  moleculares podem ser calculados aplicando-se diretamente a teoria de espalhamento Rayleigh para uma dada densidade de moléculas de ar e uma secção espalhamento efetivo (Equação 3.8). A densidade do ar por sua vez, pode ser calculada por meio de perfis atmosféricos de pressão e temperatura obtidas por dados de radiossondagem ou considerando condições de atmosfera padrão.

## CAPÍTULO 4

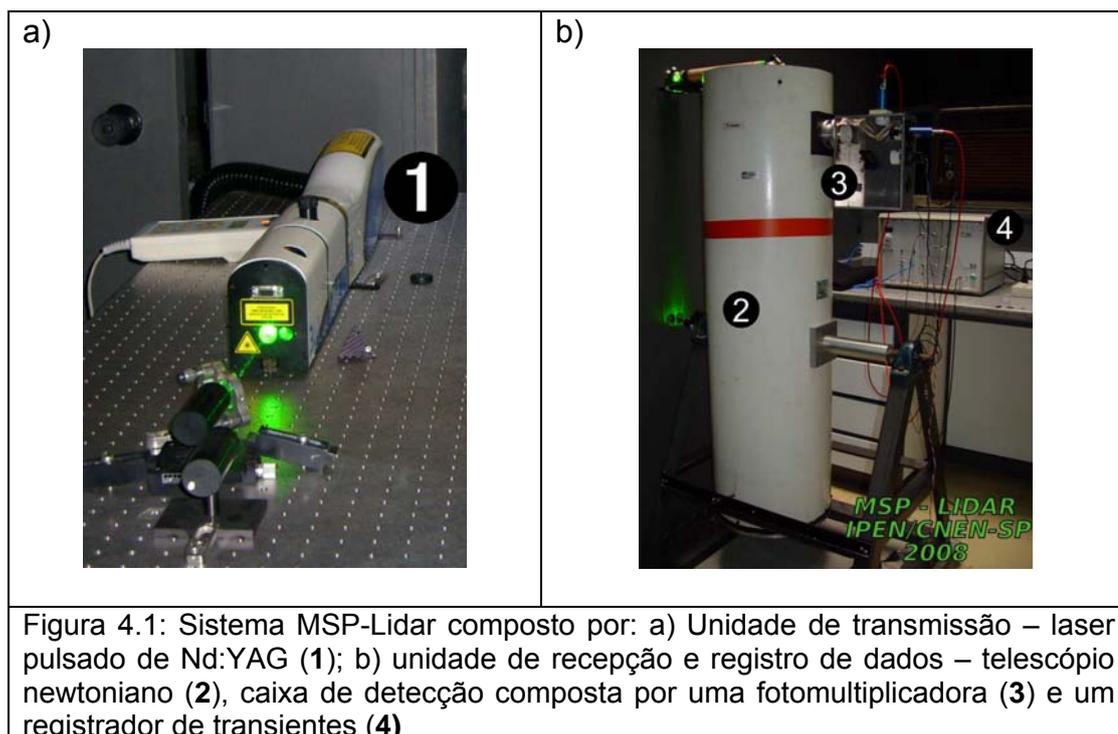
### Materiais e Métodos

#### 4.1) Instrumentação

##### *Sistema MSP-Lidar (Lidar do “Município de São Paulo”)*

O sistema Lidar utilizado para esse trabalho é chamado de MSP-Lidar, localizado no Centro de Lasers e Aplicações (CLA) do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) com as coordenadas 23,33°S / 46,44°W e altitude de aproximadamente 872 m acima do nível do mar, na zona oeste da cidade de São Paulo, SP.

O MSP-Lidar é um lidar de retroespalhamento elástico que vem operando no CLA desde 2001 (Landulfo et al., 2003, 2005), principalmente destinado a fazer medidas de aerossol próximo à camada limite. As medições de cirrus foram iniciadas sistematicamente desde 2004 até os dias atuais. Os principais componentes do MSP-Lidar são mostrados na Figura 4.1 a seguir e comentados.



A unidade de transmissão (Figura 4.1a) inclui um laser pulsado de Nd:YAG bombeado por uma lâmpada *flash* e com sistema de chaveamento Q (Quantel Brilliant), tendo 1064 nm como o comprimento de onda fundamental e o segundo e terceiro harmônicos respectivamente de 532 e 355 nm. Neste trabalho, foi utilizado apenas o comprimento de onda de 532 nm, sendo os demais suprimidos por anteparos. A taxa de repetição é invariável e é de 20 Hz, com a duração temporal do pulso de aproximadamente 5 ns. A divergência do feixe para o comprimento de onda de 532 nm é de aproximadamente 1 mrad, com o diâmetro inicial na saída do laser estimado em cerca de 6 mm. A energia nominal estimada pelo fabricante para esse comprimento de onda é de cerca de 100 mJ.

Um conjunto de espelhos planos cobertos com dielétricos de alta reflectividade para 532 nm direciona o feixe verticalmente para cima perpendicular ao plano do espelho primário, que constitui o telescópio, e passando por uma abertura no teto do laboratório.

A unidade de recepção (Figura 4.1b) para coletar a luz retroespalhada é constituída por um telescópio newtoniano, cujo espelho primário tem 30 cm de diâmetro e uma distância focal de 1500 mm. Pelo fato do eixo óptico deste telescópio coincidir com o do feixe de laser, o sistema Lidar é chamado de coaxial. Após a luz ser coletada pelo espelho primário, esta é direcionada por um espelho secundário para a caixa de detecção, passando por uma íris de aproximadamente 1,5 mm de abertura. Desta forma, o campo de visão (*Field Of View* – FOV) do telescópio é de aproximadamente 1 mrad. Com a geometria indicada acima, a sobreposição (*overlap*) completa entre o feixe de laser (devido a sua divergência) e o campo de visão do telescópio é atingida a uma distância de aproximadamente 300 m do solo (veja Apêndice B para maiores detalhes).

Dentro da caixa de detecção (Figura 4.1b, item 3), o sinal de 532 nm passa por um filtro de interferência com 1 nm FWHM (*Full Width Half Maximum* ou largura à meia altura) para selecionar quase que estritamente tal comprimento de onda e evitar a adição de luz difusa. Finalmente o sinal é focalizado através de uma lente anti-reflexo sobre a superfície sensível de uma fotomultiplicadora (PMT, série R7400, Hamamatsu, Japão). Para reduzir eventualmente a intensidade do sinal que poderia levar à saturação da fotomultiplicadora, pode-se incluir um filtro de densidade neutra cuja densidade óptica pode ser escolhida adequadamente no momento da aquisição e checagem do sinal. Para esta configuração ainda não

foi implementado um canal para a medida de depolarização (veja secção 3.5.3). O sinal da fotomultiplicadora é lido e processado por um registrador de transientes (Figura 4.1 b, item 4) da Licel GmbH<sup>1</sup>, modelo LR 20-80/160. O sinal do detector pode ser lido na forma analógica ou na forma de contagem de fótons. O sinal do Q-Switch é usado como *trigger* (referência) para que esse registrador de transientes comece a processar a foto-corrente (modo analógica) ou contar os fótons com uma frequência de  $\nu = 10$  MHz. Levando-se em conta que a aquisição do sinal é feita para um número total de canais  $N_{ch}$  para caracterizar o perfil vertical de retroespalhamento, tem-se que a altitude máxima de dados fornecida pelo Lidar é dada por:

$$N_{ch} \times \frac{1}{2\nu} \times c, \quad (4.1)$$

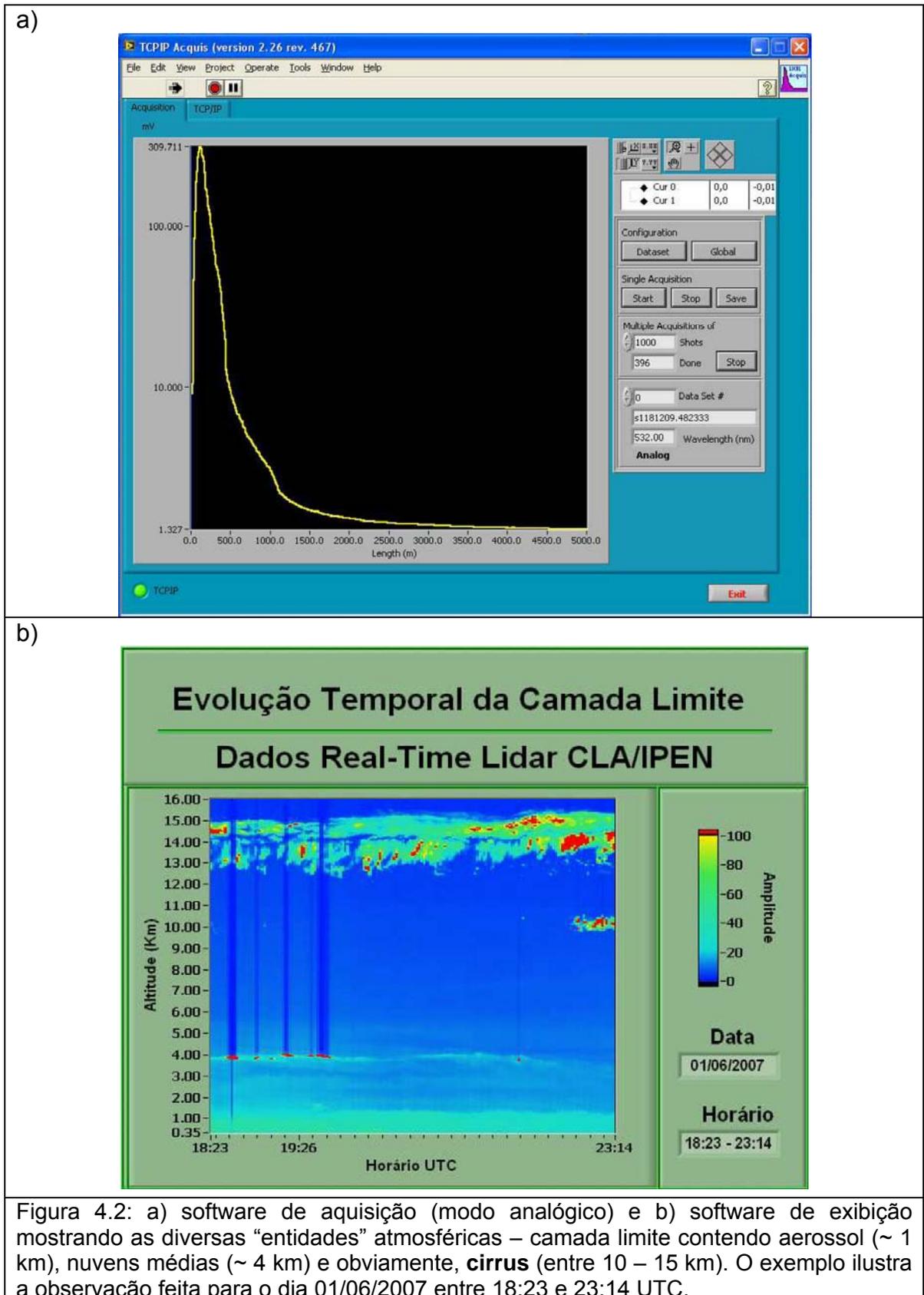
sendo  $c$  a velocidade da luz. Desta forma, para  $N_{ch} = 2000$  canais, por exemplo, obtêm-se um perfil de até 30 km de altitude. Neste caso, pode-se notar que a resolução vertical de altura será  $30 \text{ km} / 2000 \text{ canais} = 0,015 \text{ km} = 15 \text{ m}$ .

A definição desses parâmetros é feita através de um software de controle (Figura 4.2a) escrita em Labview (National Instruments) e fornecida pela Licel, através do qual, pode-se ajustar também o número de integrações dos pulsos do laser para suavizar o sinal de retroespalhamento, indicar o diretório de armazenamento dos dados etc.

A quantidade de arquivos gerados ao longo de um período de medidas depende, portanto, do número de pulsos integrados combinados com a taxa de repetição do laser. Por exemplo, para 2000 pulsos integrados como uma frequência do laser em 20 pulsos/segundo, tem como resultado, um tempo de integração de 100 s, ou um arquivo do perfil de espalhamento aproximadamente a cada 2 minutos. O comportamento das camadas atmosféricas pode então ser observado ao longo de um período de medidas através de um software de exibição (Figura 4.2b) também em Labview, cuja barra de cores indica a intensidade do sinal retroespalhado e desta forma, as diferenças de densidade entre as camadas.

---

<sup>1</sup> <http://www.licel.com/>



Em geral, os aerossóis se concentram na camada limite que pode se desenvolver entre 2 a 2,5 km de altitude ao longo do dia (Kovalev & Eichinger,

2004). Acima dessa camada, podem ocorrer transportes horizontais de produtos de queimada, ou a formação de nuvens baixas e médias (tonalidade avermelhada em aproximadamente 4 km de altitude), basicamente compostas por gotículas de água. Neste caso, praticamente toda a luz é extinta devido principalmente à absorção, de forma que não há sinal de retorno, como pode ser observado pelas “lacunas” que ocorrem acima dessas nuvens. Na mesma figura, pode se verificar uma extensa formação de cirrus ao longo do período de medida, principalmente entre 13 e 15 km e uma ocorrência discreta em torno de 10 km.

#### **4.2) Aproximações para a equação de Lidar e profundidade óptica**

A equação para um Lidar elástico (3.20) pode ser expressa como um sinal variável  $S$  e que representa o logaritmo da potência de retorno<sup>2</sup> corrigida pela altitude:

$$S(R) = \ln[R^2 P(R)] = \ln K + \ln \beta(R, \lambda) - 2 \int_0^R \alpha(z, \lambda) dz, \quad (4.1)$$

onde  $K$  contém todos os parâmetros do sistema que não dependem da distância. A forma diferencial dessa equação é, portanto,

$$\frac{dS}{dR} = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dR} - 2\alpha. \quad (4.2)$$

Uma vez que a equação de Lidar contém dois parâmetros desconhecidos –  $\alpha$  e  $\beta$ , é necessário se fazer uma consideração adicional para resolver a equação 4.2. Sem essa consideração adicional, entretanto, pode-se obter o então chamado coeficiente de retroespalhamento atenuado como um cálculo preliminar dos dados de Lidar. Neste caso, o coeficiente de extinção  $\alpha$  é desprezado, sendo considerado zero. Esta aproximação é comum para aplicações de Lidar a bordo de plataformas espaciais como, por exemplo, nos casos dos dados de Nível 1 do CALIOP – *Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization* (Anselmo et al., 2006), uma vez que a atmosfera apresenta uma baixa densidade e em geral bastante limpa para grandes altitudes. Por essa mesma razão, o coeficiente de extinção é desprezível nessas altitudes quando

---

<sup>2</sup> Na realidade, faz-se uma correção prévia subtraindo-se o ruído, que é calculado como sendo a média do sinal de retorno dos últimos 10 km de medida.

comparada ao retroespalhamento e a transmissão entre o sistema de Lidar do satélite e a respectiva estrutura atmosférica é aproximadamente igual à unidade.

Caso contrário, para se resolver a equação 4.2, deve-se introduzir a chamada razão de Lidar  $RL(R, \lambda)$ , definida como a razão entre os coeficientes de extinção e de retroespalhamento da partícula:

$$RL(R, \lambda) = \frac{\alpha_p(R, \lambda)}{\beta_p(R, \lambda)} \quad (4.3)$$

Tradicionalmente, utiliza-se um algoritmo de inversão descrito por Klett (1981 e 1985) como método padrão para resolver a equação de Lidar (4.2) para obter o coeficiente de retroespalhamento, assumindo um valor conhecido para a razão de Lidar  $RL$ . Entretanto, é conveniente definir uma grandeza chamada de razão de espalhamento  $RE$ , que é definida como a razão do sinal de Lidar medido pelo coeficiente de retroespalhamento molecular:

$$RE = \frac{\beta_m(R, \lambda) + \beta_p(R, \lambda)}{\beta_m(R, \lambda)} \quad (4.4)$$

O numerador corresponde ao sinal de Lidar já corrigido pela distância e descontado o ruído. O denominador pode ser obtido através de um ajuste polinomial, interpolando-se as informações dos perfis de pressão e temperatura, que podem ser obtidos por radiossondas (Bucholtz, 1995). O coeficiente de retroespalhamento num nível de referência (geralmente na superfície) pode ser calculado diretamente da equação 3.8:

$$\beta_m(R, \lambda)_s = N_s \sigma_{esp}(\lambda)_s, \quad (4.5)$$

sendo  $N_s$  a densidade de moléculas por  $\text{cm}^3$  na superfície. Logo, o perfil de retroespalhamento molecular é obtido escalonando-se as pressões  $p(R)$  e temperaturas  $T(R)$  nos respectivos níveis:

$$\beta_m(R, \lambda) = N(R) \sigma_{esp}(\lambda)_s = \beta_m(R, \lambda)_s \frac{N(R)}{N_s} = \beta_m(R, \lambda)_{\text{sup}} \frac{p(R)T_s}{p_s T(R)}, \quad (4.6)$$

onde  $p_s$  e  $T_s$  são respectivamente a pressão e a temperatura na superfície.

Essa normalização do sinal de retroespalhamento total garante que, na ausência de partículas, o sinal de retroespalhamento devido aos aerossóis seja igual a zero, e, portanto, a razão de espalhamento tende à unidade neste caso.

Qualquer sinal correspondente ao espalhamento devido às partículas fará com que o valor de  $RE$  seja maior que 1.

Além disso, introduz-se a grandeza chamada de profundidade óptica da nuvem  $\tau_c$ , calculada através da integral do coeficiente de extinção  $\alpha(z)$ :

$$\tau_c = \int_{z_{base}}^{z_{topo}} \alpha(z) dz, \quad (4.7)$$

sendo  $z_{base}$  e  $z_{topo}$  respectivamente a base e o topo da nuvem. Essa profundidade óptica (da mesma forma como na equação de Lidar 3.20), pode ser interpretada como uma medida da proporção da radiação que é absorvida ou espalhada ao longo de um caminho ao atravessar um meio parcialmente transparente.

Finalmente, as razões de Lidar e de espalhamento podem ser associadas à chamada profundidade óptica da nuvem através do método proposto por Goldfarb et al., 2001:

$$\tau_c = (RL) \times \sigma_{esp}(\lambda) \int_{z_{base}}^{z_{topo}} N(R) [RE(z) - 1] dz, \quad (4.8)$$

com um valor fixo da seção de espalhamento  $\sigma_{esp}$  calculada numa altitude de referência, em geral na superfície.

Após obter um valor inicial para a profundidade óptica, o valor de  $RL$  da nuvem é calculado iterativamente até que este atinja uma convergência. O método para se obter o valor inicial da profundidade óptica é chamado de método da transmitância descrito a seguir.

### **4.3) Método da Transmitância**

O método da transmitância descrito por (Chen et al, 2002) é uma aproximação que permite determinar a profundidade óptica da nuvem, assumindo uma relação entre as razões de espalhamento abaixo e acima da nuvem.

Entretanto, antes o próprio perfil de  $RE$ , deve ser corrigido através de uma normalização por um fator  $K$  (Goldfarb et al., 2001; Giannakaki et al., 2007) para eliminar uma possível contaminação por aerossol<sup>3</sup>, de modo a garantir uma atmosfera chamada de "livre" abaixo da nuvem.

---

<sup>3</sup> Em alguns períodos observados a camada de aerossol associada a nuvens baixas ou nevoeiro (ocorrendo tipicamente entre 1 e 2 km de altitude) se apresenta tão densa, que praticamente atenua o sinal subsequente, o que torna impossível a análise destes períodos.

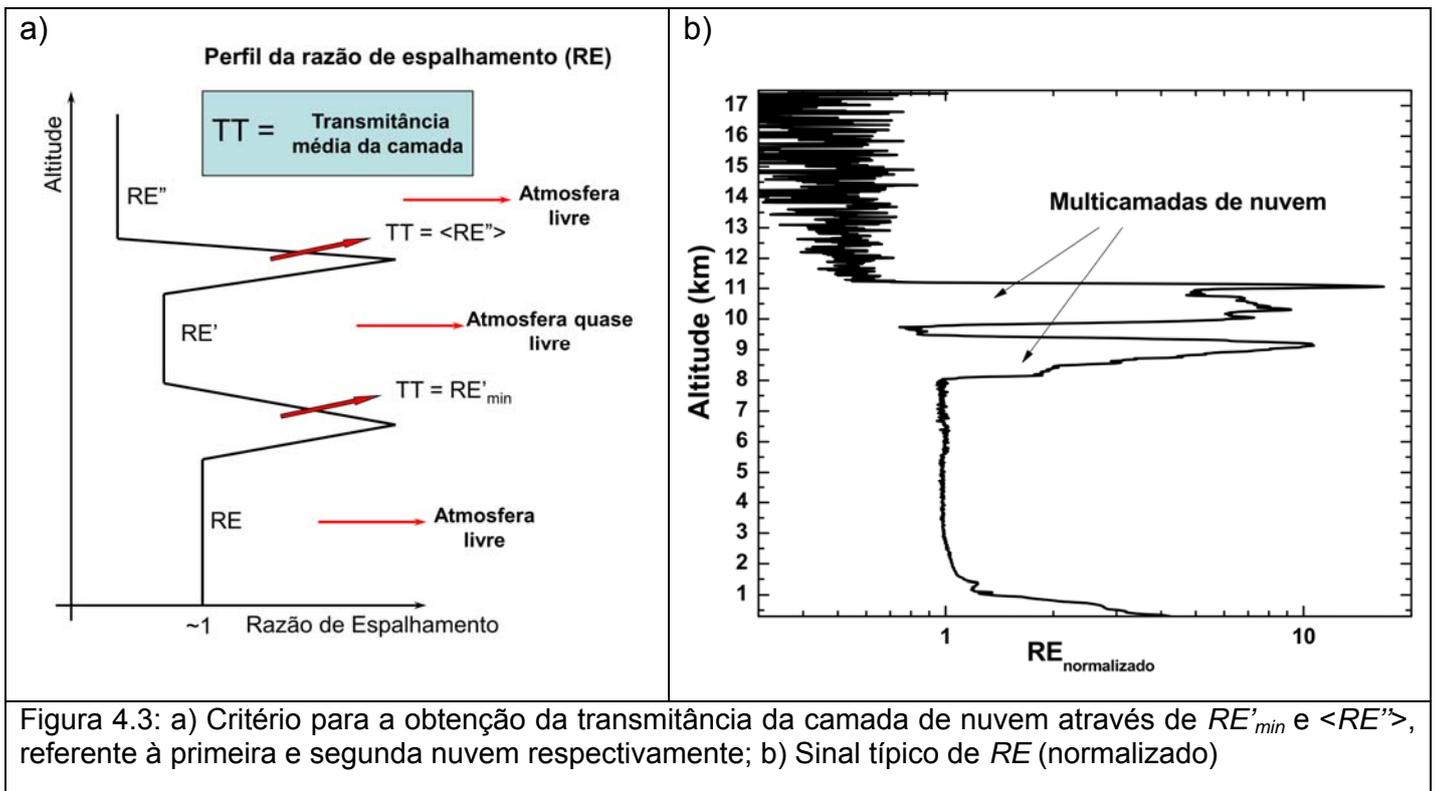
Neste trabalho, foi adotado, como fator de normalização (comunicação pessoal<sup>4</sup>), a seguinte relação:

$$RE_{normalizado} = k \times RE = \frac{\sum_{z_1}^{z_2} \beta_m}{\sum_{z_1}^{z_2} (\beta_p + \beta_m)} \times RE, \quad (4.9)$$

onde  $\beta_m$  e  $\beta_p$  referem-se respectivamente ao retroespalhamento molecular e por partículas;  $z_1$  representa a altitude acima da camada de aerossol e  $z_2$  uma altitude arbitrária logo abaixo da nuvem.

Foram adotados valores típicos de  $z_1 = 3$  km e  $z_2 = 7,5$  km, sendo que para esse último, a escolha baseou-se no fato de que todas as categorias de nuvens consideradas como cirrus ocorrem acima dessa altitude, garantindo assim, uma camada de aproximadamente 4,5 km de atmosfera livre.

Um sinal típico de  $RE$  (normalizado) com uma camada dupla de nuvens é mostrado na figura 4.3:



<sup>4</sup> Philippe Keckhut – LATMOS/IPSL

Ao se analisar um sinal proveniente de cima de uma camada de nuvens, deve-se ter em mente que esse sinal sofreu uma atenuação, ou seja,  $RE_{\text{acima da camada}} < 1$  devido à  $TT < 1$  da camada.

Numa situação envolvendo dois trechos de atmosfera livre, bastante extensos, como representados na figura 4.3(b) respectivamente pelos primeiros 5 km abaixo da primeira camada de nuvens e os últimos 11 km acima da segunda camada de nuvens, a transmitância total da camada é dada por:

$$TT = \frac{RE''}{RE}, \quad (4.10)$$

Uma vez que para um perfil normalizado,  $RE \rightarrow 1$  abaixo da nuvem (atmosfera livre,  $\beta_p \rightarrow 0$ ), pode-se considerar a transmitância média de toda a camada como sendo a média de  $RE''$  na região de 1 km acima do topo da nuvem:  $TT = \langle RE'' \rangle$ .

Entretanto, para a região entre duas camadas de nuvens (equivalendo ao trecho entre 9 e 10 km na figura 4.3(b)), considera-se o valor mínimo de  $RE'$  para representar a transmitância da camada abaixo (primeira nuvem), pelo fato da camada intermediária ser uma região muito estreita ( $< 1$  km) e possivelmente por sofrer alguma influência de aerossóis residuais, fato este verificado experimentalmente. Desta forma, tem-se que

$$TT = RE'_{\min}. \quad (4.11)$$

A profundidade óptica média da nuvem por sua vez, pode ser calculada aproximadamente como:

$$\tau_c = -\ln(1 - TT). \quad (4.12)$$

Com o auxílio da equação 4.12, faz-se uma estimativa inicial da razão de lidar ( $RL$ ) em 4.8. Recorrendo-se a essa mesma equação, pode-se calcular uma nova profundidade óptica agora para cada um dos níveis atmosféricos compreendidos entre a base e o topo da nuvem. Com base nesses novos valores de  $\tau_c(z)$ , aplica-se uma nova correção para os perfis de  $RE$ :

$$RE_{\text{corrigido}}(z) = \frac{RE(z)}{e^{-2\tau_c(z)}}, \quad (4.13)$$

onde  $z$  representa os níveis dentro da nuvem. A razão de espalhamento original é dividida pela exponencial para remover justamente a atenuação causada no sinal

de Lidar ao atravessar a camada de nuvem. Novamente o fator 2 é introduzido pela mesma razão discutida na secção 3.10 para a equação de Lidar. Novamente uma nova razão de Lidar pode ser determinada por 4.8 e assim por diante até que o valor de  $RL$  convirja.

#### 4.4) Dados de radiossondagem

Neste trabalho, foram utilizados os dados de radiossondagem que são regularmente lançadas às 00UTC e 12UTC (ou respectivamente, as 09:00 h e 12:00 h do horário local) na Estação de Campo de Marte - SP (SBMT), localizada em 23,52°S, 46,62°W e aproximadamente 12 km em linha reta do ponto de localização do sistema MSP-Lidar. Os dados de radiossondagem foram obtidos pela página eletrônica <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

Embora as medições de temperatura apresentem alguma variabilidade, o campo de temperatura horizontal é suposto ser relativamente uniforme dentro de poucos Kelvins (atmosfera horizontalmente homogênea para uma extensão de dezenas de km) entre o sistema MSP-Lidar e a estação SBMT, principalmente em grandes altitudes onde ocorrem as formações das nuvens cirrus, o que permite fazer esta comparação direta entre as duas localidades. Desta forma, pode-se estimar as temperaturas da base e o do topo das nuvens diretamente pelo perfil de temperatura, como mostrado na Figura 4.4.

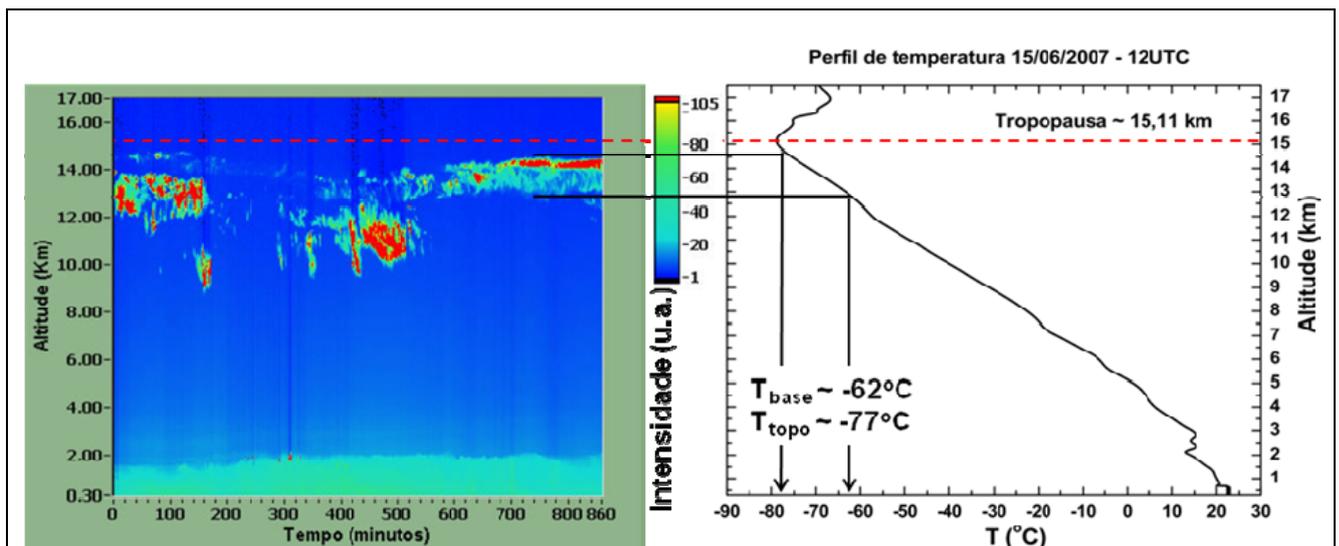


Figura 4.4: Exemplo de determinação das temperaturas da base e do topo das nuvens por meio de um perfil de temperatura obtido por radiossondagem que é comparado com a observação temporal do Lidar para o respectivo dia. O perfil no caso corresponde ao horário das 12:00 UTC do dia 15/06/2007. A altitude da tropopausa também está representada na figura pela linha tracejada vermelha.

Esses mesmos perfis de temperatura juntamente com os de pressão atmosférica são utilizados para obter o respectivo perfil de retroespalhamento molecular  $\beta_m$  dado pela equação 4.6.

#### **4.5) Determinação da base e topo da nuvem**

A determinação da base e do topo acaba por ser uma tarefa crucial para a obtenção posterior de outros parâmetros físicos desta nuvem, os quais dependem destes limites. A turbulência e a estratificação não homogênea da atmosfera dificultam a caracterização de uma camada de nuvem, uma vez que a base e o topo podem variar durante a sua evolução temporal.

##### **4.5.1) Limites de temperatura e mistura de fases na nuvem**

Da mesma forma, a determinação dos limites geométricos da nuvem pode colocar em questão, a própria definição desta nuvem. Por exemplo, gotículas de água super-resfriada podem coexistir com cristais de gelo (fase mista) em nuvens com temperaturas variando de  $-37,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  à  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Heymsfield & Sabin, 1989; Rosenfeld and Woodley 2000), caracterizando desde uma altocumulus, cirrocumulus ou cirrustratus. Abaixo desta temperatura, porém, somente nuvens cirrus, exclusivamente compostas por cristais de gelo, podem se formar. De acordo com as radiossondas lançadas na estação SBMT, temperaturas variando entre  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  e  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  foram registradas em altitudes entre 7,5 e 10 km nos meses de Junho à Julho de 2007 (período das observações utilizadas neste trabalho). No entanto, nuvens possíveis de serem classificadas como cirrus também foram detectadas pelo sistema MSP-Lidar nessas mesmas altitudes.

De acordo com Seifert (2007) que efetuou um estudo de cirrus em latitudes tropicais, foi constatado que altitudes entre 6 e 10 km são regiões de transição onde podem ocorrer formações de ambos os tipos de nuvens compostas de água líquida e cristais de gelo. Nuvens de água líquida podem ser facilmente distinguidas devido ao sinal de Lidar que é atenuado mais efetivamente pelas gotículas líquidas presentes, como ilustram as Figuras 4.5a e 4.5b. Pode-se observar principalmente pela Figura 4.5a que, devido à forte atenuação causada pelas nuvens médias presentes acima 4 km durante cerca de 2/3 das

observações, o sinal da razão espalhamento médio no respectivo período se mostra extremamente ruidoso acima desses 4 km.

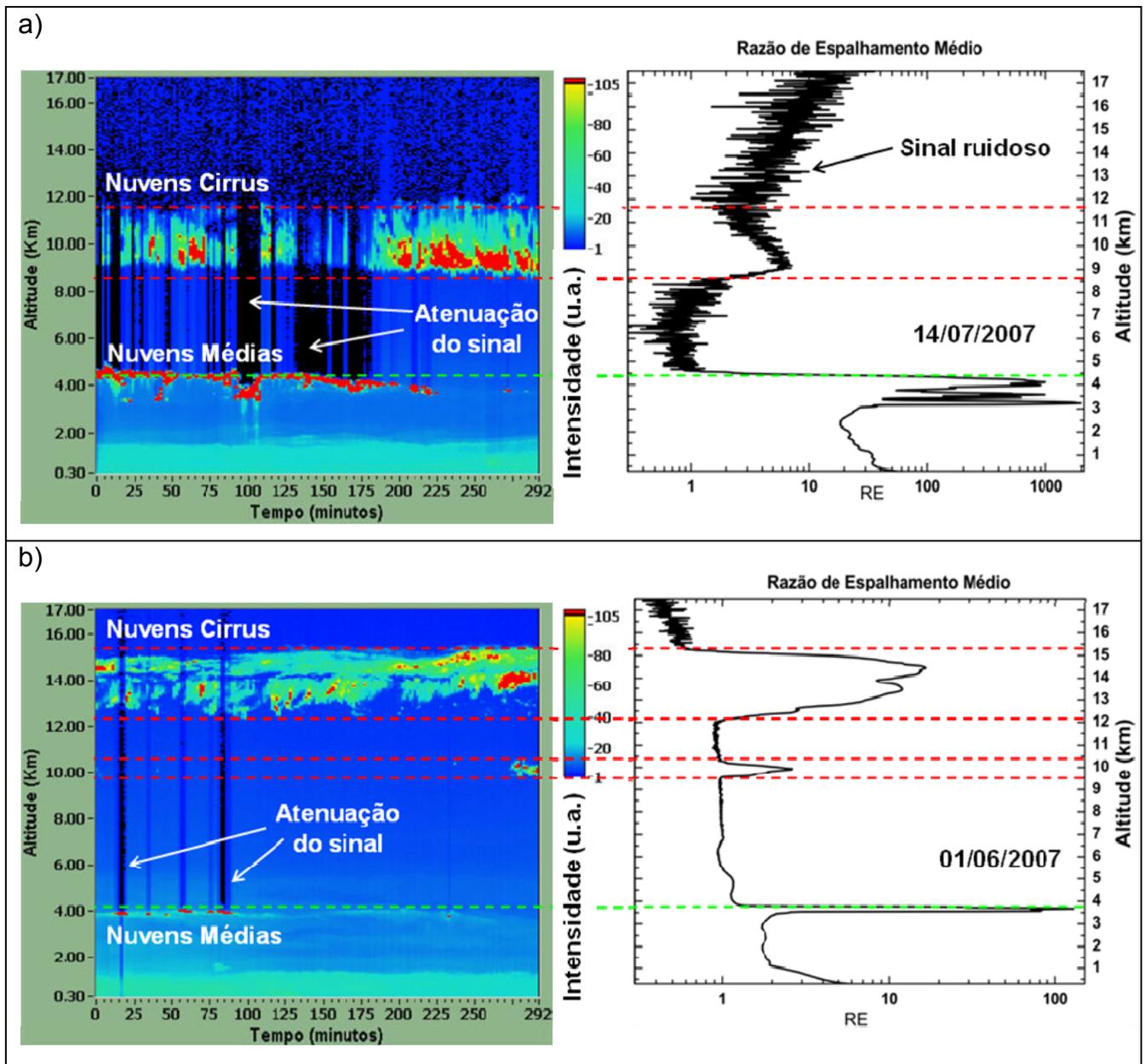


Figura 4.5: Exemplos ilustrando as altitudes de ocorrência de nuvens cirrus com – a) forte atenuação devido às nuvens médias, fazendo com que o respectivo sinal médio da razão de espalhamento seja bastante ruidoso acima dessa camada (14/07/2007), e b) ocorrências parciais de nuvens baixas e também a ocorrência de duas camadas de cirrus distintas no final do período (01/06/2007). Repare que na região de atmosfera livre entre as camadas de nuvens, a razão de espalhamento tende à unidade quando não há uma forte atenuação do sinal de Lidar.

Repare ainda que na região entre as camadas de nuvens, chamada de atmosfera livre, a razão de retroespalhamento é próximo da unidade (Figura 4.5b) quando a atenuação causada pelas camadas inferiores não é tão intensa, o que é consistente com a discussão da secção 4.2.

Além disso, cirrus detectadas em altitudes abaixo de 10 km geralmente descendem da formação de cirrus em grandes altitudes, podendo acarretar uma mudança de fase, como pode ser percebida pelo exemplo da Figura 4.6. Por esta figura, durante os últimos 100 minutos de medição, a altitude média da formação das cirrus passa dos 11 km para os 9 km, proporcionando um sinal mais intenso (tonalidade avermelhada) de retroespalhamento, indicando possivelmente a existência de uma fase mista neste estágio da nuvem. Esse possível “derretimento” da nuvem pode ocasionar uma maior atenuação da radiação ao passar pela respectiva camada, como ilustrado na mesma figura.

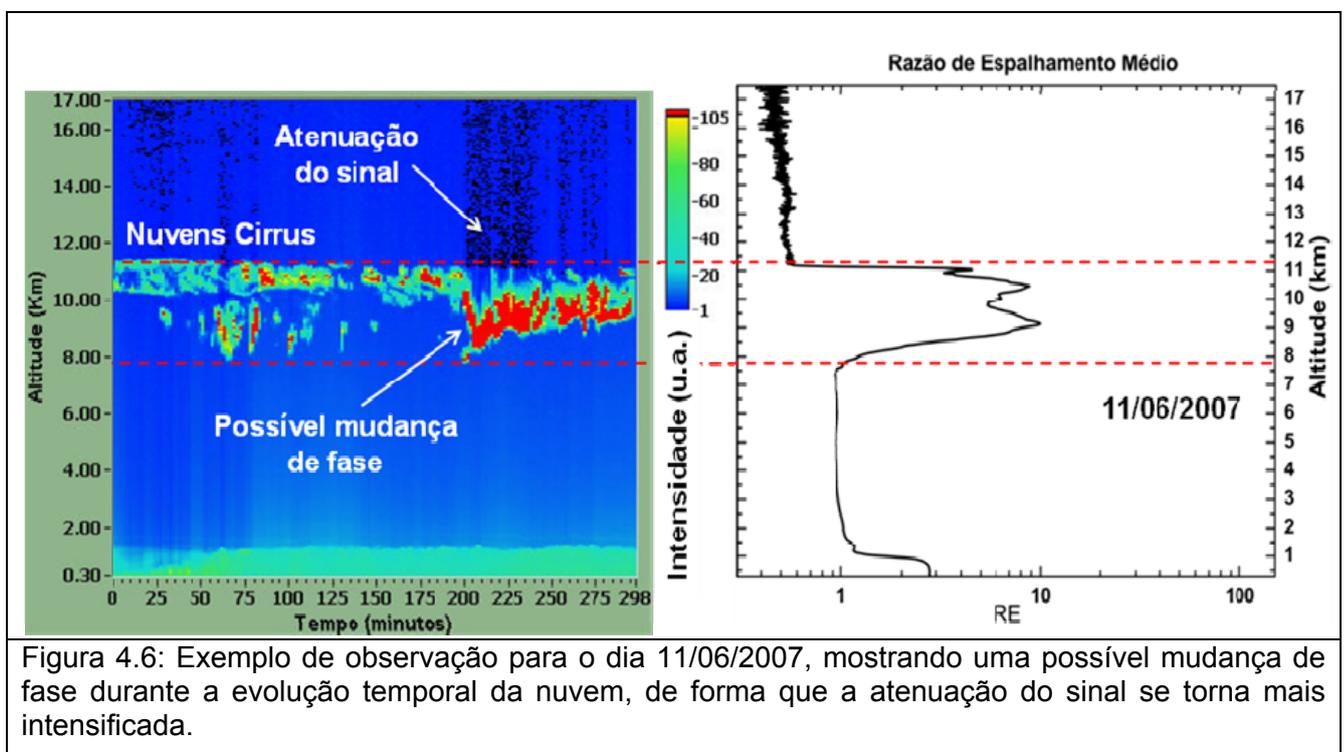


Figura 4.6: Exemplo de observação para o dia 11/06/2007, mostrando uma possível mudança de fase durante a evolução temporal da nuvem, de forma que a atenuação do sinal se torna mais intensificada.

Porém, vale frisar novamente que a composição física exata das nuvens só poderá ser determinada com um maior grau de certeza por meio das informações sobre o grau de depolarização observada no sinal de retorno, que ainda não foi implementado durante a realização desse trabalho.

#### 4.5.2) Valor limiar para a determinação de base e topo

As altitudes correspondentes à base e ao topo da nuvem em princípio podem ser determinadas de maneira visual, diretamente através de exemplos ilustrados na figuras anteriores. Porém este processo se torna improdutivo e pouco acurado. Portanto, os limites geométricos de uma nuvem podem ser

determinados observando o próprio perfil do sinal de Lidar corrigido  $PR^2$  ou então o perfil de retroespalhamento RE.

A eliminação da dependência quadrática da distância  $R$  na equação de Lidar (3.20) significa que uma mudança abrupta no sinal só pode ser causada por um aumento no coeficiente de retroespalhamento ou de extinção (Seifert, 2007). Este é o caso quando camadas de aerossol ou nuvem estão presentes na atmosfera. Nuvens cirrus podem produzir sinais de retorno em até uma ordem de grandeza mais intensos que aqueles provenientes de regiões de atmosfera livre (Figuras 4.5 e 4.6). O aumento no sinal na base da nuvem e o respectivo decréscimo em seu topo indicam os limites geométricos dessa nuvem.

Entretanto, utilizar apenas o sinal corrigido simplesmente com o critério descrito acima pode algumas vezes acarretar ambigüidades, principalmente onde a relação sinal ruído é relativamente baixa (e.g. Figura 4.5a).

Portanto durante a análise dos dados para este trabalho, a determinação da base e do topo seguiram os seguintes critérios baseado em (Goldfarb et al., 2001) razão de espalhamento  $> 1$  e 2) razão de espalhamento  $>$  um valor limiar (equação 4.1),

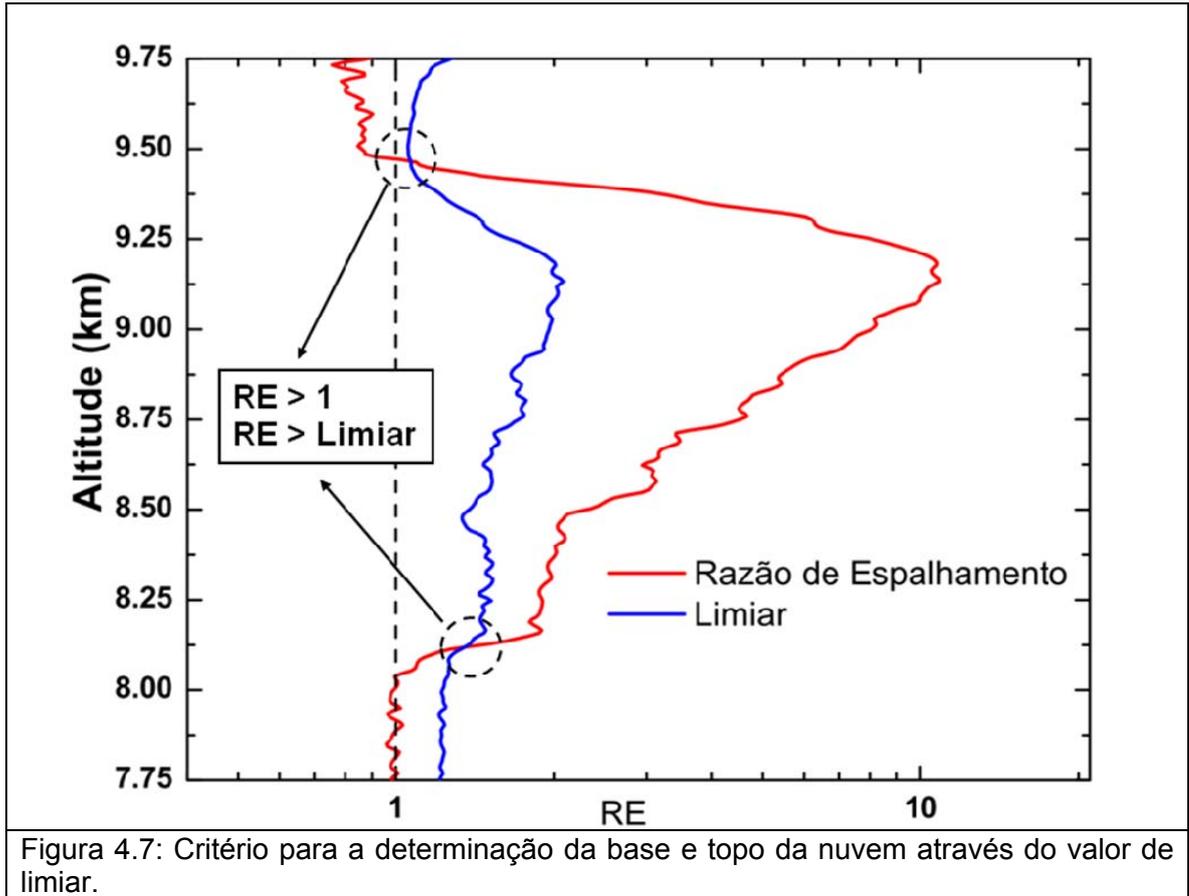
$$t_{SR} = 1 + 3 \times (\Delta RE) , \quad (4.14)$$

onde  $\Delta RE$  é a variação da razão de espalhamento. Esta variação é calculada como sendo

$$\Delta RE = \frac{\sqrt{N_f}}{N_f - \text{ruído}} , \quad (4.15)$$

com  $N_f$  sendo o número de fótons, que pode ser obtido pela conversão do sinal levando em conta a frequência de contagem e a resolução espacial da medida no registrador de transientes (Licel); o *ruído* por sua vez é a medida do número de fótons nos últimos 10 km do sinal medido.

A razão para a escolha do fator 3 é empírico, sendo ajustado para distinguir o valor limiar com as possíveis flutuações do sinal molecular abaixo da base da nuvem (Keckhut et al., 2006; Goldfarb et al., 2001; Cadet et al, 2005). A figura 4.7 ilustra esquematicamente os critérios descritos acima.



Além disso, para diferenciar claramente nuvem cirrus de nuvens líquidas, deve-se considerar que a altura da base da nuvem ( $T_{base}$ ) exceda 7,5km e com temperatura ambiente inferior à  $-20^{\circ}\text{C}$ , de forma que as partículas nestas condições encontrem num padrão policristalino (Heymsfield & Platt, 1984)

A altura média da nuvem ( $Z_{med}$ ) foi determinado usando a média ponderada, definida como

$$Z_{med} = \frac{\int_{Z_{base}}^{Z_{topo}} z RE(z) dz}{\int_{Z_{base}}^{Z_{topo}} RE(z) dz} \quad (4.16)$$

onde  $Z_{base}$  e  $Z_{topo}$  correspondem a altura da base e topo da nuvem respectivamente. A espessura geométrica da nuvem é estimada por  $E_{Ci} = Z_{topo} - Z_{base}$ .

#### **4.6) Seleção dos dias: Período estacionário**

Nuvens altas, como no caso das cirrus são espacialmente não homogêneas de modo que a altitude da base varia rapidamente com o tempo (exemplo das Figuras 4.4 – 4.6). As medidas efetuadas pelo sistema MSP-Lidar foram efetuadas aproximadamente a cada 1,67 minutos (integração de 2000 pulsos com o laser operando a 20 Hz), caracterizando, portanto, um período bastante ruidoso para cada perfil gerado.

Desta forma para minimizar este ruído e obter valores representativos das propriedades físicas dessas nuvens foi necessário determinar uma nova série temporal sem perder a homogeneidade de suas características. Para isto, foi utilizado um método que se baseia numa técnica diferente das técnicas estatísticas tradicionais.

As técnicas estatísticas tradicionais ditas paramétricas por sua vez, são largamente usadas em estudos climáticos para a caracterização do nível de variabilidade das variáveis, avaliando as relações lineares (incluindo tendências), detectando mudanças no clima e identificando a ocorrência de eventos extremos.

Estas técnicas podem envolver a estimativa de parâmetros tais como a média (medida de posição), variância (medida de escala) e coeficientes de correlação ou regressão (medida de relação linear). Além disso, é freqüentemente desejável verificar a significância estatística da diferença entre os valores estimados da média de duas amostras assim como a significância das medidas estimadas na relação linear.

A validade destas estimativas é baseada em suposições fundamentais (normalidade e homogeneidade) que em alguns casos não condizem com os dados reais do clima.

Em particular, a contaminação de alguns pontos distantes (*outlying values*) pode distorcer significativamente as estimativas. Algumas vezes, essas técnicas comuns são utilizadas para identificar tais pontos fora da curva, mas, ironicamente, costumam falhar justamente por causa desses pontos (Lanzante, 1996).

Alternativamente, as técnicas chamadas de não paramétrica são mais robustas e não sensíveis à presença dos *outliers* e outras formas de anormalidade, representando assim, vantagens sobre as técnicas tradicionais. Em relação à questão da homogeneidade dos registros climáticos, por exemplo, uma

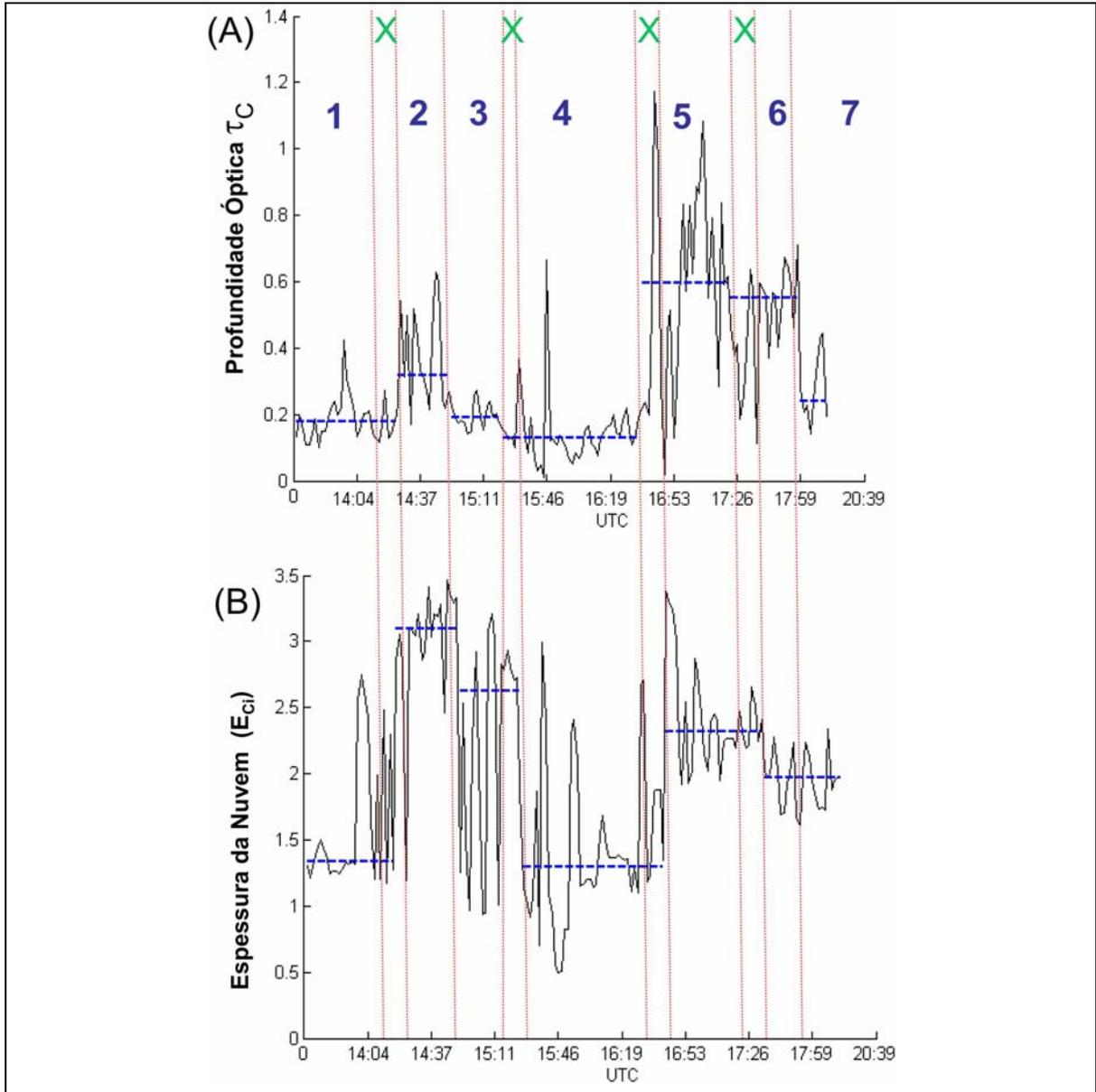
eficiente técnica não paramétrica é introduzida com o objetivo de identificar os pontos de descontinuidade ou pontos de variação (*change points*) na média.

Estes pontos podem aparecer naturalmente (devido às mudanças abruptas no clima) ou como resultados de erros ou variações nos instrumentos, critério de registro, transmissão de dados, processamento etc. Esta técnica não paramétrica é capaz de identificar múltiplas descontinuidades e não requer metadados (informações adicionais sobre os dados) ou comparações com as estações vizinhas. Isto se torna importante uma vez que nem sempre as variações ou mudanças instrumentais são documentadas e, particularmente no que se refere às observações de radiossondagem, a disponibilidade de uma rede de estações vizinhas para checagem pode não existir. Porém, caso essas informações auxiliares estejam disponíveis, elas podem ser usadas como uma forma de confirmação independente da natureza artificial das descontinuidades.

Resumidamente, a análise dos pontos de variação consiste em usar iterativamente uma combinação de gráficos cumulativos para detectar as mudanças. O processo cumulativo não é feito sobre os valores em si, mas sobre a diferença entre estes pontos com a média por exemplo. Seguimentos no gráfico das somas cumulativas com inclinação positiva indicam valores acima da média e quando ocorrem inclinações negativas, os valores são inferiores à média. Quando ocorrem essas mudanças bruscas de tendência, são identificados os pontos de variação em relação à média. Um intervalo de confiança pode ser determinado para esse procedimento com o auxílio de outras análises e re-amostragem. A descrição completa do método pode ser encontrada em Lanzante (1996).

Neste estudo, dois parâmetros físicos,  $\tau_C$  e  $E_{Ci}$ , melhor se adequaram ao uso deste método para definir os períodos estacionários na evolução temporal da nuvem cirrus.

Uma vez determinado tais períodos para cada uma das variáveis, efetuam-se então as comparações entre elas. Apenas os trechos concordantes, isto é, com variações de máximos e mínimos coincidentes são selecionados. Por exemplo, para o dia 11 de junho de 2007, 7 períodos estacionários foram definidos (figura 4.8).

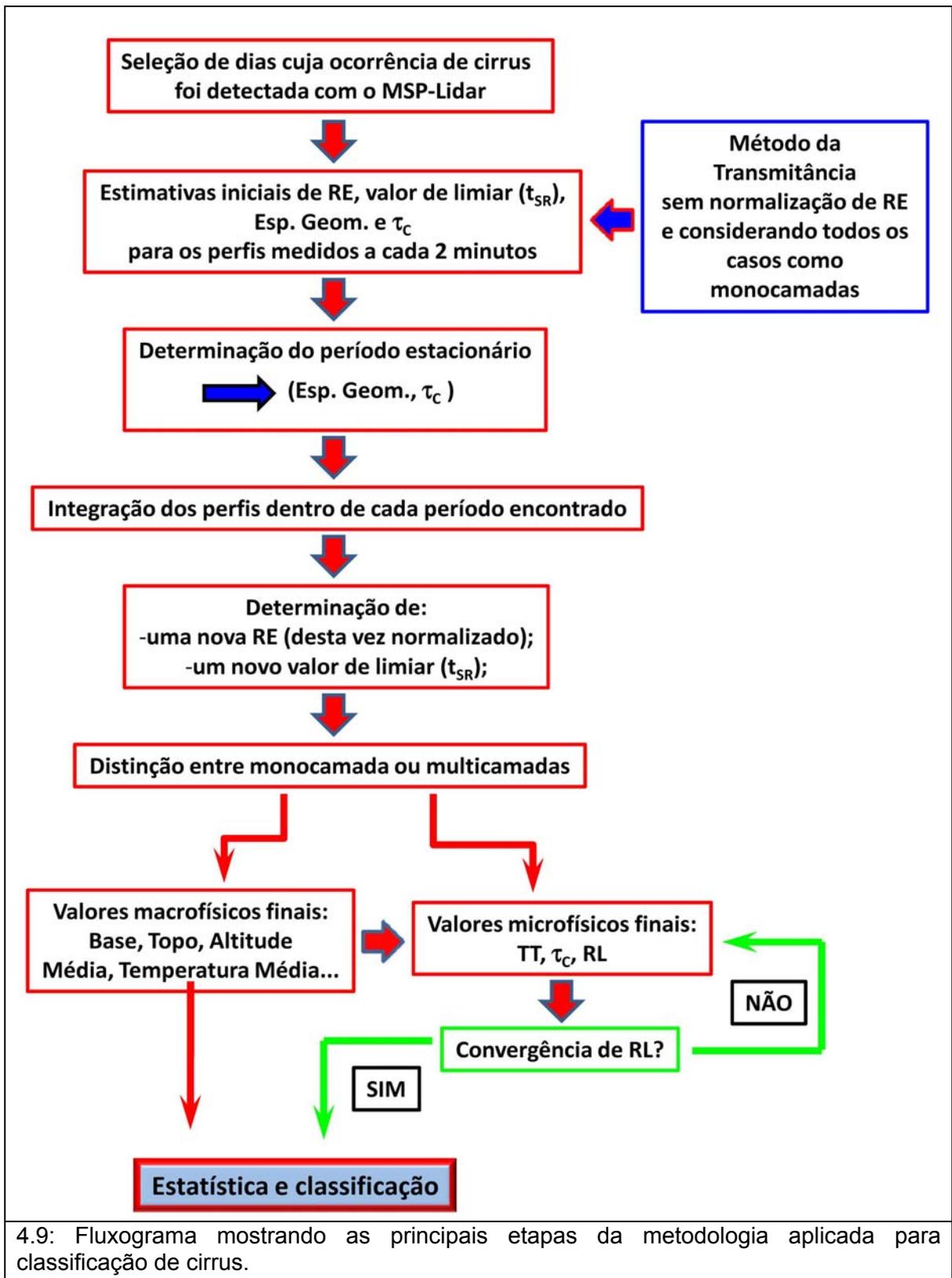


4.8: Evolução temporal de: A)  $\tau_C$  e B)  $E_{Ci}$  para as observações do dia 11 de Junho de 2007. As linhas tracejadas representam os períodos estacionários definidos pelo método estatístico descrito por Lanzante (1996) para encontrar os pontos de transição. Os intervalos não concordantes (X) não são considerados para a análise subsequente.

Os trechos indicados com "X" não atendem à condição de concordância, e, portanto não foram considerados. Desta forma, para cada novo período, é feita a integração dos perfis correspondentes de aproximadamente 2 minutos obtendo-se um novo perfil que permitirá definir os parâmetros macro- e microfísicos da nuvem sem praticamente a contribuição do ruído no sinal.

O fluxograma da figura 4.9 a seguir mostra resumidamente todas as etapas da metodologia até então descrita para situar melhor o leitor nos principais

procedimentos, embora a ordem de execução não seja necessariamente a mesma seqüência apresentada nos itens anteriores deste capítulo.



#### **4.7) Estatística de Análise Multivariada após a obtenção dos principais parâmetros**

Após a obtenção dos parâmetros das nuvens cirrus como, por exemplo, a altitude média da nuvem e a temperatura nessa altitude média, assim como as respectivas temperaturas e altitudes da base e do topo, a espessura geométrica, profundidade óptica etc, pode se pensar em aplicar uma estatística elementar e traçar as funções de distribuição de probabilidades (FDPs) desses parâmetros, identificando visualmente os máximos da distribuição. Porém, uma simples análise visual em princípio, pode não ser conclusiva além de ser bastante subjetiva.

Para evitar qualquer análise visual e levar em conta o cruzamento de correlações de parâmetros explícitos na classificação de cirrus, tal análise de multivariáveis deve ser mais eficiente e objetiva para decidir se diferentes classes (*clusters*) podem ser identificadas e discriminadas usando os dados disponíveis.

Desta forma, métodos estatísticos já conhecidos como a análise de componentes principais (ACP), o método de *clusters* (MC) e a análise de discriminante linear (ADL) são inferidos à metodologia de classificação.

A redução de dados pela ACP é obtida através da combinação linear das variáveis originais, que leva em conta o maior número possível das variâncias totais originais (Jolliffe, 1986). O método é utilizado para criar novas variáveis não correlacionadas e reduzir a dimensão dos dados. Isto também ajuda a identificar as características principais dos dados e na representação gráfica (com os eixos principais).

O objetivo do MC é agrupar um conjunto de dados em *clusters* usando geralmente algoritmos que maximizam as distâncias entre classes das variáveis espaciais, minimizando ao mesmo tempo, dados pertencentes ao mesmo *cluster* (Anderberg, 1973).

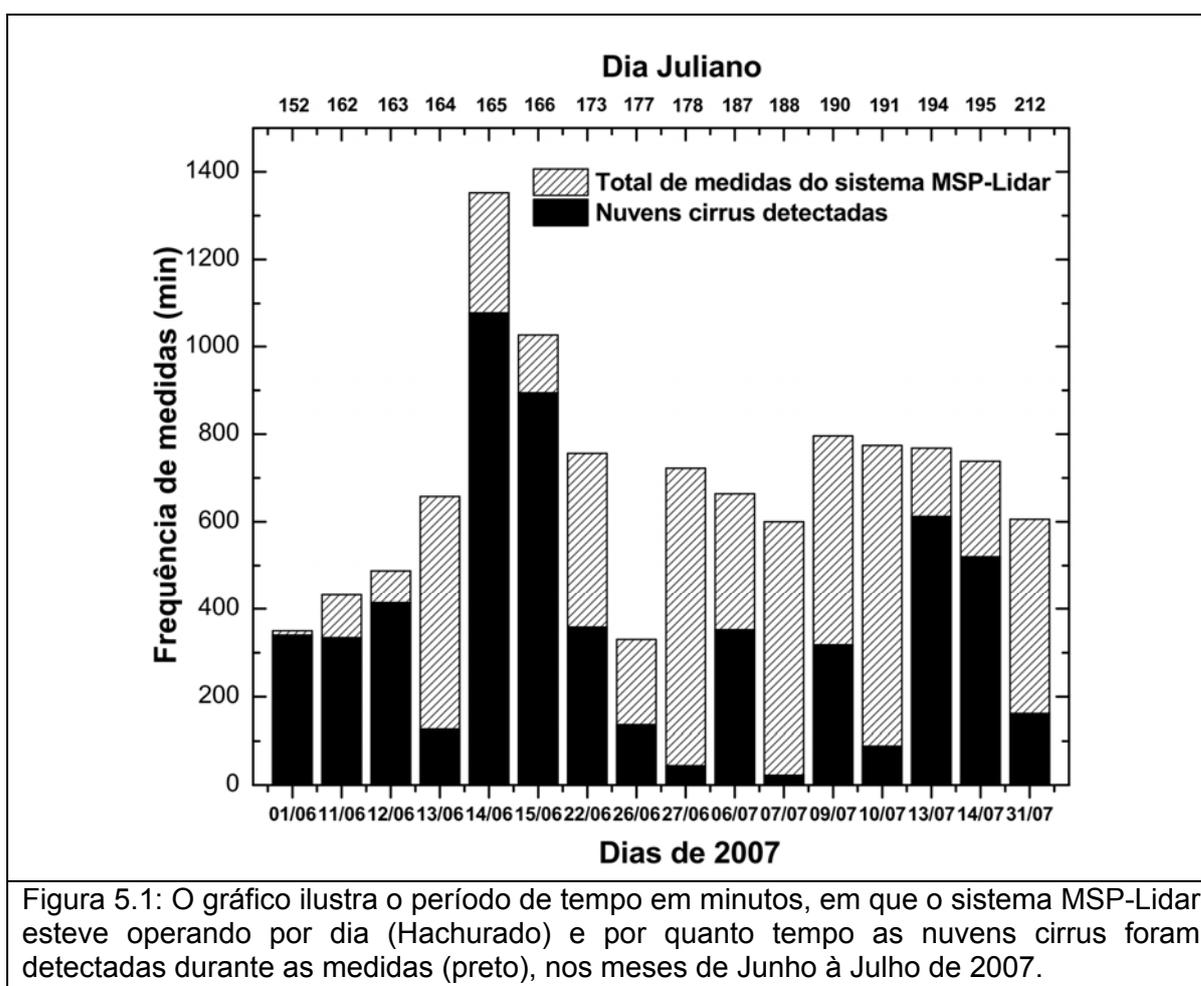
Finalmente, a ADL é uma análise multivariável usada para classificar ou reclassificar dados em dois ou mais grupos de uma maneira quantitativa (Cacoullos, 1973). Uma tentativa é feita para interpretar o significado físico da classificação resultante com respeito às variáveis originais. A ADL produz um pequeno número de funções lineares úteis para discriminação entre as classes de dados obtidas previamente, por exemplo, através da MC. Desta forma, o poder de discriminação para cada variável original é estimada com a ADL.

Desta forma uma tentativa de discriminação entre as nuvens cirrus detectadas pelo sistema MSP-Lidar e a determinação de seus possíveis mecanismos de formação se baseou na aplicação sucessiva das seguintes análises multivariáveis: 1) ACP com a, altitude média, altitude relativa (diferença topo – tropopausa), espessura, e profundidade óptica para uma primeira tentativa de classificação; 2) MC hierárquico (MCH) sobre as mesmas variáveis utilizadas para a ACP para determinar o número exato de classes de cirrus; 3) ADL para otimizar a classificação resultante da MCH e tentar atribuir características físicas às classes formadas para identificação do tipo de cirrus ou sua possível origem. Mais detalhes desta metodologia podem ser encontrados em Borchini & Marengo (2002), cuja mesma aproximação tem sido usada para a classificação de massas de ar da tropopausa extratropical, próximo ao Atlântico Norte.

## CAPÍTULO 5

### Resultados e discussões

Neste capítulo são apresentados os resultados dos dados de Lidar analisados para o período compreendido entre Junho e Julho de 2007, que contabilizaram 34 dias de medições e um total de 16 dias de cirrus detectadas (54% de ocorrências) com suas respectivas frequências de medidas em minutos (Figura 5.1).



Destes 16 dias, foram determinadas 104 observações (períodos estacionários) de acordo com a metodologia citada em 4.5 e 4.6, o que

corresponde a um tempo total de 5798 minutos de detecção. A Tabela 5.1 resume as informações citadas anteriormente.

Tabela 5.1. Informações básicas sobre os dados de Lidar utilizados neste estudo, durante os meses de Junho à Julho de 2007.	
Período	Junho/Julho
Número de dias medidos	34
Tempo de medidas (minutos)	10710
Número de dias de detecção de cirrus	16
Número de observações de cirrus (períodos estacionários)	104
Tempo total de detecção de cirrus (minutos)	5798
Frequência de cirrus detectada (%)	54%

Vale mencionar ainda que, foi efetuada uma pré-seleção para eliminar os períodos com contaminação de nuvens baixas e médias que atenuaram parcial ou completamente o sinal de Lidar, verificando simplesmente o sinal da razão de espalhamento entre 7 e 16 km (intervalo considerado como típico de ocorrência das nuvens cirrus). Dentro desse intervalo, os perfis de *RE* que apresentaram valores inferiores em decorrência da atenuação a um determinado limiar (por exemplo, 3) imediatamente acima do nível de ruído, são excluídos. O mesmo critério vale para excluir os perfis de atmosfera livre e sem ocorrência de cirrus, uma vez que neste caso, espera-se que  $RE = 1$ , de acordo com a equação 4.3.

Cada observação de cirrus foi caracterizada de acordo com altura da base/topo, altitude média, altitude relativa (diferença entre altitude da tropopausa e altitude do topo da nuvem) espessura geométrica e profundidade óptica. As informações das temperaturas correspondentes nas altitudes citadas (base, topo, altitude média e altitude relativa) foram obtidas através dos dados de radiossondagem. Embora um estudo mais aprimorado possa ser efetuado considerando-se multicamadas de nuvens, neste trabalho todas as observações foram consideradas como formações de monocamadas por simplicidade, uma vez que em nenhum dos casos, foi constatado um trecho de “atmosfera livre” maior que 1 km entre as camadas.

Antes de se efetuar a Análise Multivariada (AM), primeiramente foi realizado o estudo das Funções de Distribuição de Probabilidade (FDPs) com algumas das variáveis obtidas (Figura 5.2) dos dados do sistema MSP-Lidar, de

modo a tentar uma classificação prévia das cirrus. Os gráficos FDPs da altitude de formação média, espessura geométrica e da temperatura média observadas, mostram que as distribuições não representam uma Gaussiana simples, indicando possíveis diferenças de classes.

Por exemplo, através da curva (5.2a) existe um indicativo de que as nuvens, em média, se distribuem em torno de quatro máximos de altitudes de formação, centrados respectivamente em 9,6 km, 10,6 km, 12,3 km e 13,9 km. A mesma característica é encontrada para a espessura geométrica (5.2b), com grupos centrados em aproximadamente 1 km, 2,5 km e 4,3 km. Quanto à temperatura (5.2c), existe uma grande moda em  $-39,79\text{ }^{\circ}\text{C}$  e duas menores em torno de  $-50,96\text{ }^{\circ}\text{C}$  e  $-60,80\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

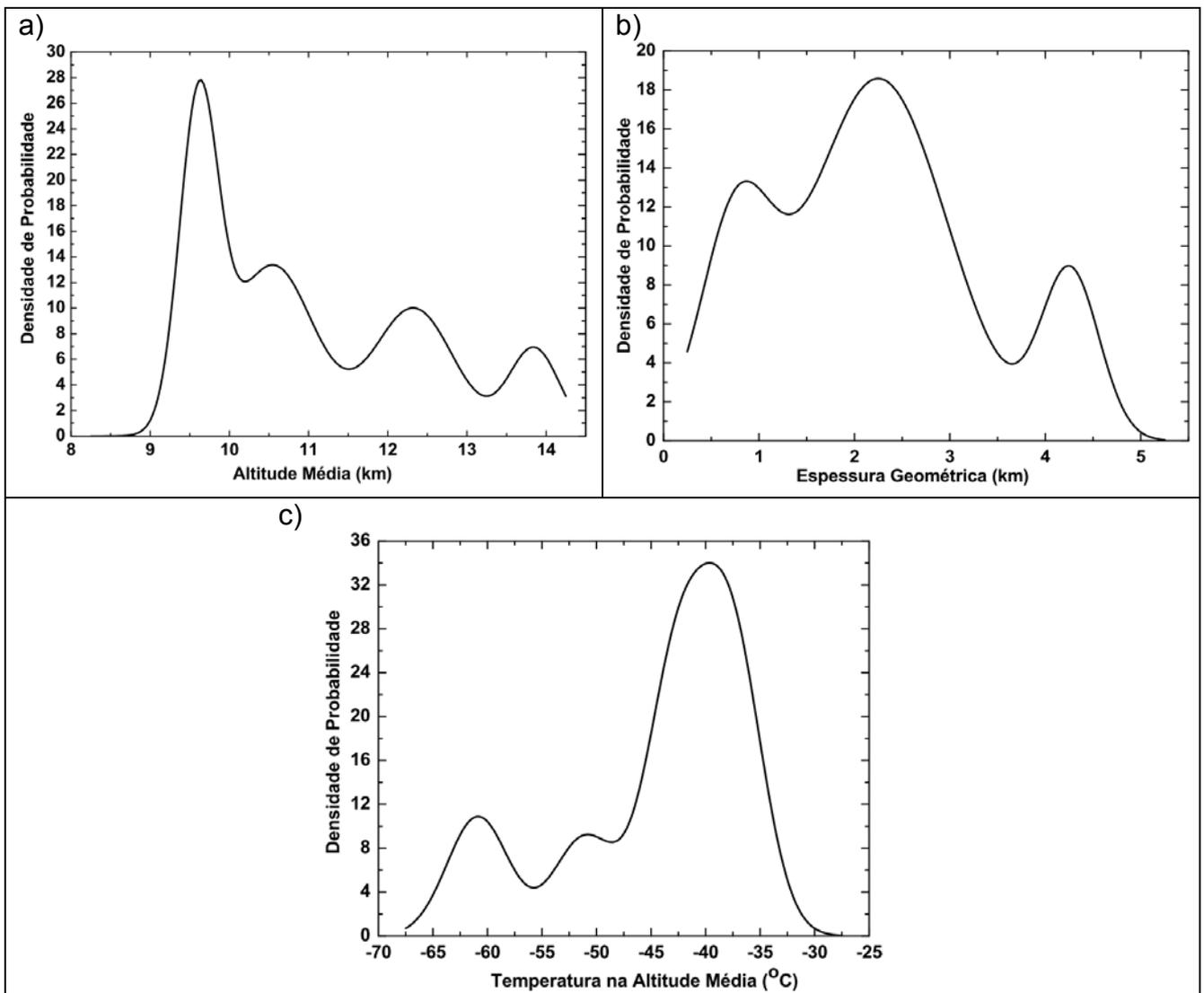


Figura 5.2: Funções de densidade de probabilidade para a a) altitude média, b) espessura geométrica e c) temperatura média das nuvens cirrus, para o período de Junho e Julho de 2007 medidos pelo sistema MSP-Lidar.

Porém, uma simples análise visual pode não ser conclusiva. Para evitar qualquer análise visual e levar em conta o cruzamento de correlações de parâmetros explícitos na classificação de cirrus, tal análise de multivariáveis deve ser mais eficiente e objetiva para decidir se diferentes classes (*clusters*) podem ser identificadas e discriminadas usando os dados disponíveis.

Desta forma, métodos estatísticos já conhecidos como a análise de componentes principais (ACP), o método de *clusters* (MC) e a análise de discriminante linear (ADL) serão inferidos à metodologia de classificação.

Primeiramente, para a ACP, foram selecionadas as seguintes variáveis obtidas pela metodologia aplicada que poderiam ser representativos para a classificação das nuvens:

- a) Macrofísica: altitude média de formação ( $Z_{med}$ ) e a respectiva temperatura ( $TZ_{med}$ ), espessura geométrica ( $E_{Ci}$ ) e altitude relativa entre o topo da nuvem e a altura da tropopausa ( $Z_{Rel}$ );
- b) Microfísica: profundidade óptica ( $\tau_C$ ).

A ACP produziu em suma, cinco componentes principais (CP). O primeiro componente apresentou uma variabilidade de 51,76%, enquanto que o segundo e o terceiro componentes apresentaram respectivamente 30,23% e 14,76%. Já o quarto e o quinto componente contabilizaram apenas 3% e 0,2% respectivamente.

Os círculos de correlação mostrados na Figura 5.3a e 5.3c são uma síntese das correlações entre as variáveis iniciais e os CPs. Ao analisar os resultados da ACP, deve-se ter em mente que as variáveis originais não são independentes. Algumas delas apresentam altos níveis de correlação. Por exemplo, a altitude média e a respectiva temperatura são ambas fortemente anti-correlacionadas como poderia se esperar. Neste caso,  $TZ_{med}$  é fortemente correlacionado com o primeiro componente CP1 ( $r = 0,99$ ), assim como a altitude relativa  $Z_{Rel}$  ( $r = 0,89$ ), enquanto que a  $Z_{med}$  é anti-correlacionada com este primeiro componente ( $r = -0,98$ ). Desta forma, CP1 aparentemente corresponde a uma classe de cirrus mais quentes, longe da tropopausa e, portanto, sua ocorrência se dá em altitudes médias menores (entre a média e a alta troposfera, por exemplo).

A espessura geométrica ( $E_{Ci}$ ) e a profundidade óptica ( $\tau_C$ ) estão mais correlacionados com o segundo componente principal (CP2) com  $r = 0,91$  e  $r =$

0,73 respectivamente. Fez-se uma tentativa para verificar a correlação das variáveis com a terceira componente CP3 através do círculo de correlação da Figura 5.3c. Pode-se dizer que neste caso, apenas a profundidade óptica está bem correlacionada ( $r = 0,97$ ) quando projetada no eixo de CP3, o que indica que a escolha deste último componente não ajuda a explicar as diferentes classes de nuvens.

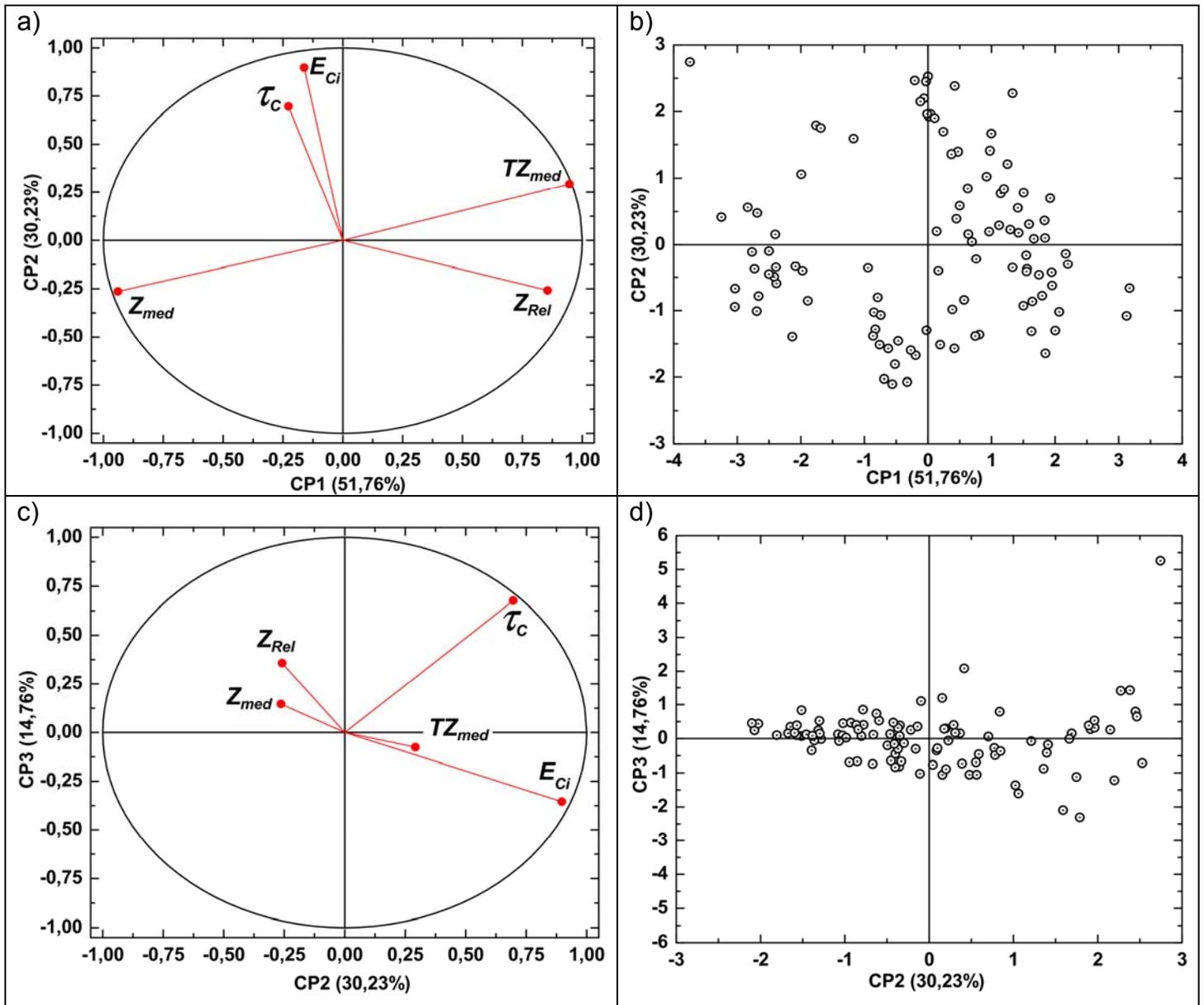


Figura 5.3: Gráficos resultantes da ACP – a) e b) são respectivamente, o círculo de correlação e gráfico de dispersão para os componentes principais CP1 e CP2 que representam a uma variabilidade total de 81,99%; c) e d) idem entre os componentes CP2 e C3 que por sua vez, representam a uma variabilidade total de 44,99%.

Desta forma, as 5 variáveis originais são muito bem representadas pelos primeiros componentes CP1 e CP2. De fato, a projeção das variáveis no

plano de fatores (gráfico de dispersão da Figura 5.3b) é praticamente um círculo, enquanto que isso já não ocorre no plano de CP2 e CP3 (Figura 5.3d), como esperado.

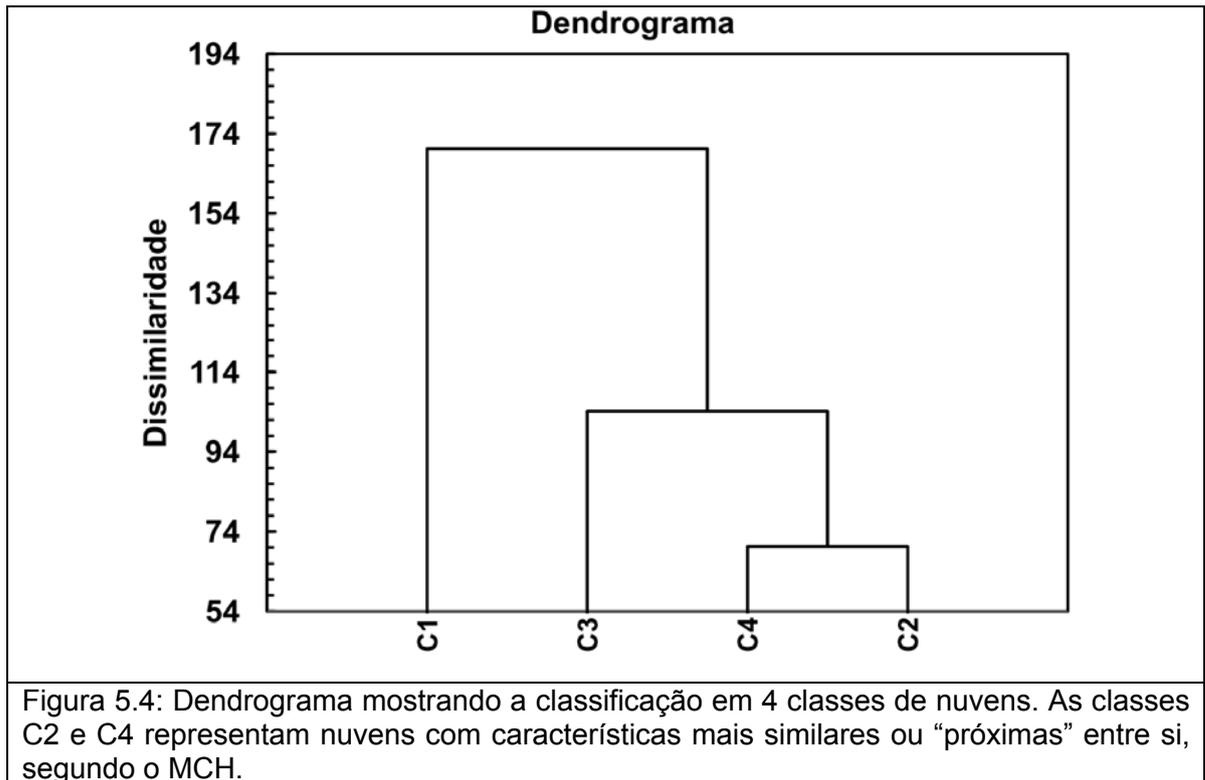
Analisando o gráfico de dispersão da Figura 5.3b, podemos concluir que todos os pontos à direita de CP1 correspondem a valores maiores de temperatura (embora negativos) e com maiores diferenças entre o topo da nuvem e a tropopausa, isto é, característica de nuvens cirrus baixas e longe da tropopausa. Inversamente, o grupo de pontos à esquerda de PC1 correspondem às cirrus altas e mais frias.

O grupo de pontos na parte superior (e reciprocamente na parte inferior) de CP2 representam as cirrus com maior (e reciprocamente menor) espessura geométrica e profundidade óptica.

Assim, o quadrante inferior esquerdo (valores de CP1 e CP2 negativos), por exemplo, corresponde a uma classe de cirrus geométrica e opticamente mais finas, com grandes altitudes de ocorrência e, portanto, mais frias e mais próximas da tropopausa.

Tais resultados mostram que uma classificação prévia com um certo grau de agrupamento das nuvens cirrus é possível, porém, o número exato de agrupamentos (*clusters*) que correspondem às classes de cirrus com características distintas e homogêneas poderá ser determinada através do MC, utilizando neste caso, os 5 componentes principais, fazendo com que um eventual ruído ou viés seja uniformemente distribuído e resultando numa classificação melhor. A aplicação do chamado método de *clusters* hierárquico (MCH) fornece um dendrograma (diagrama de árvore) com um número ótimo de classes. Para o nosso caso, este método forneceu 4 classes como mostrado na Figura 5.4, sendo as classes C2 e C4 com as características mais próximas entre si.

Este número de classes de cirrus é similar ao encontrado por Keckhut et al. (2006), embora com características distintas para o estudo realizado nas latitudes médias (sul da França, *Observatoire of Haute-Provence* – OHP; 44°N, 6°E) e maior que aquele encontrado (apenas dois) por Comstock et al. (2002) na região tropical de Nauru Island (Micronésia, Pacífico Sul).



Posteriormente, após a aplicação do MCH, as variáveis originais são reclassificadas pela análise de discriminante linear (ADL) com o auxílio das correspondentes classes determinadas. O resultado é ilustrado nas Figuras 5.5a e 5.5b, sendo bastante similar ao obtido na ACP, porém com as funções de discriminação F1, F2 etc, no lugar das componentes principais.

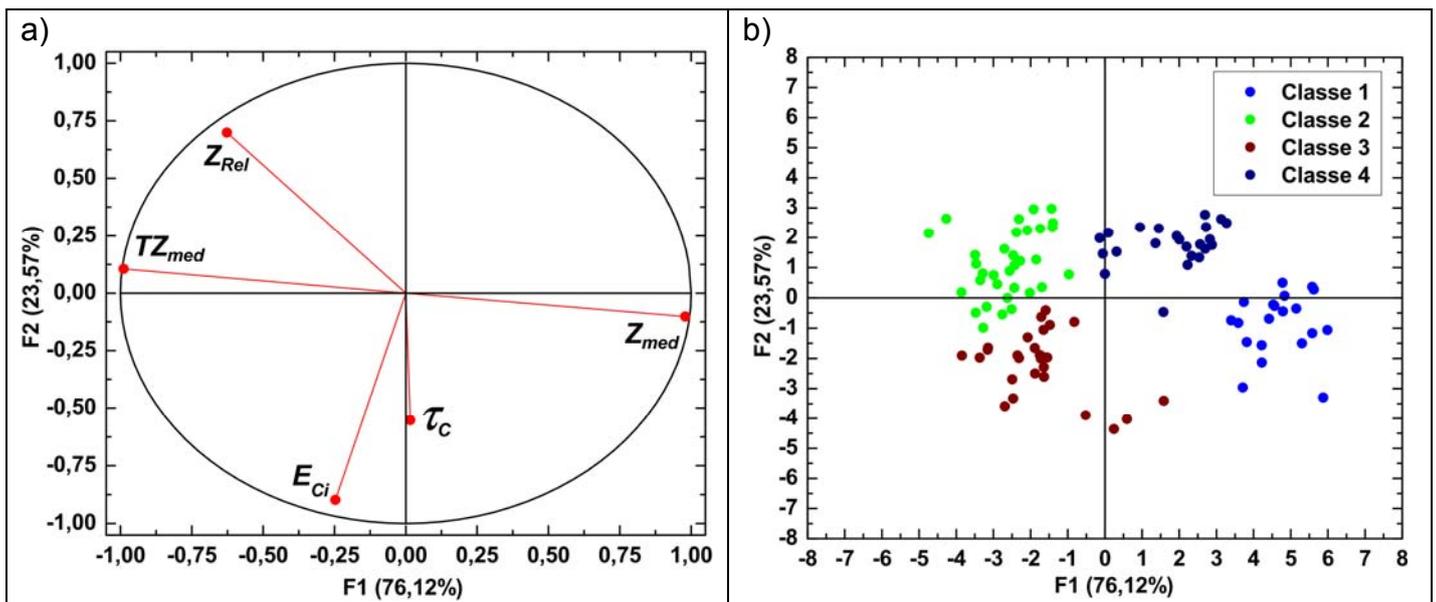


Figura 5.5: Gráficos resultantes da ADL – a) e b) são respectivamente, o círculo de correlação e gráfico de dispersão para as funções F1 e F2 que representam uma variabilidade total de 99,69%.

A análise dos gráficos também é similar ao que foi efetuada na ACP. Apenas as duas primeiras funções F1 e F2 são praticamente suficientes para a discriminação das variáveis, uma vez que ambas totalizam uma variabilidade de 99,69%.

A primeira função discriminante F1 que possui um poder de discriminação de aproximadamente 76% é ao mesmo tempo fortemente correlacionada com a altitude média de formação das cirrus ( $r = 0,99$ ) e anti-correlacionada com a temperatura nessa altitude ( $r = -0,99$ ). Desta forma, ambas são as variáveis mais discriminantes.

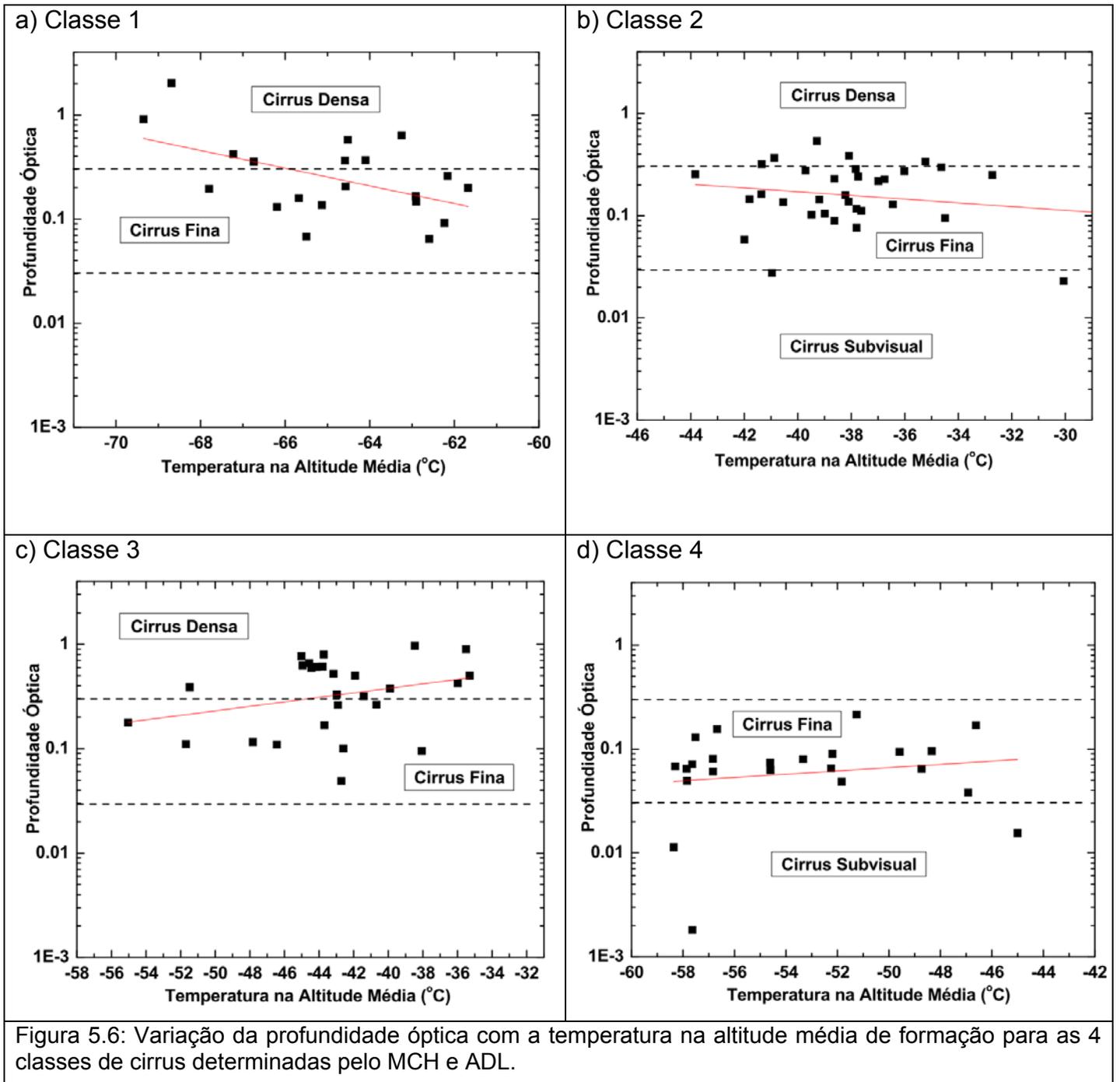
A segunda função discriminante F2, com poder de discriminação de aproximadamente 24% é bem correlacionada com a altitude relativa ( $r = 0,94$ ) e anti-correlacionada principalmente com a espessura geométrica ( $r = 0,93$ ) seguida da profundidade óptica ( $r = 0,55$ ).

Novamente, o gráfico de dispersão (Figura 5.5b) ilustra uma boa discriminação entre as 4 classes de cirrus. Por exemplo, a classe 1 corresponde a um grupo de nuvens com uma grande altitude de formação (portanto mais frias e mais próximas à tropopausa), e com grande espessura geométrica, porém com uma certa incerteza sobre a profundidade óptica ( $r = 0,55$  apenas).

Para tentar extrair informação adicional sobre a classificação, foram levantados os gráficos de  $\tau_C$  por  $TZ_{med}$  (Figuras 5.6a-d) para cada uma das classes. Os resultados mostram que para as classes 1 e 2 (Figuras 5.6a e b), a profundidade óptica diminui com o aumento da temperatura, sendo compostos em sua maioria por cirrus finas, embora a altitude de formação seja distinta para cada uma delas, sendo a classe 1 a mais alta e próxima à tropopausa.

As classes 3 e 4 (Figuras 5.6c e d) apresentam um comportamento oposto com a temperatura. No caso da classe 3, ocorrem tanto as nuvens finas como as densas (opacas) enquanto que a classe 4 é basicamente composta novamente por nuvens finas e também aparecem discretamente algumas cirrus sub-visuais.

De uma maneira geral, pode-se dizer que principalmente que as nuvens pertencentes à classe 1 são provenientes do desprendimento das bigornas das cumulonimbus (Garret et al., 2004) ou relacionadas ao transporte isentrópico (temperatura potencial constante) de massas de ar úmido da alta troposfera para a baixa estratosfera (Keckhut et al., 2006).



Para as demais classes, tal dedução não é simples e uma análise mais aprofundada é necessária para evitar ambigüidades ou equívocos quanto à natureza da formação de cirrus.

A região Sudeste do Brasil constantemente registra a passagem das chamadas frentes (Silva, 2009; Moraes, et al., 2010), provenientes tanto da região polar (frentes frias) como do continente (frentes quentes), atuando principalmente no período de inverno que corresponde aos meses deste estudo – Junho e Julho.

Tanto uma como a outra são capazes de injetar vapor d'água que é resfriada na seca e fria alta troposfera, funcionando, portanto, como um dos possíveis mecanismos de formação das nuvens cirrus.

Desta forma, imagens de satélite e análise de campos sinóticos referentes ao período investigado também podem fornecer valiosas pistas para a determinação mais precisa dos mecanismos de formação das classes de nuvens encontradas.

Um exemplo é mostrado nas imagens de satélites (Figuras 5.7a e b) para o dia 01 de Junho de 2007, correspondendo também à medição de lidar ilustrado na figura 4.5b (ver capítulo 4). Para identificar a cobertura de cirrus e demais nuvens, escalas de cinza no canal infravermelho são usadas, isto é, áreas quentes são apresentadas em tons mais escuros e áreas mais frias são mais claras. Como a temperatura normalmente decresce com a altitude na troposfera, as áreas mais brilhantes e claras são assumidas como nuvens mais altas.

De acordo com a imagem da figura 5.7a, as massas de ar úmido são transportadas do Equador para as altas latitudes e então, sentido leste para o Atlântico passando pela região sudeste do Brasil. Este fato é também observado através dos campos de vento em 200 hPa das 12 UTC (Figura 5.8) para a mesma data, de forma que essa umidade é provavelmente proveniente das áreas convectivas correspondentes à zona de convergência intertropical<sup>1</sup> (ZCIT, figura 5.7a). Isto pode explicar a ocorrência das cirrus em altas altitudes (alta tropopausa tropical). Ainda, percebe-se pela figura 5.8, a atuação de um jato subtropical que contribui para esse transporte de umidade.

---

<sup>1</sup> A ZCIT se apresenta como uma faixa de nuvens com grande desenvolvimento vertical (Cb - Cumulonimbus), de 3 a 5 graus de largura, frequentemente de tempestades, que circunda o globo próximo ao equador..

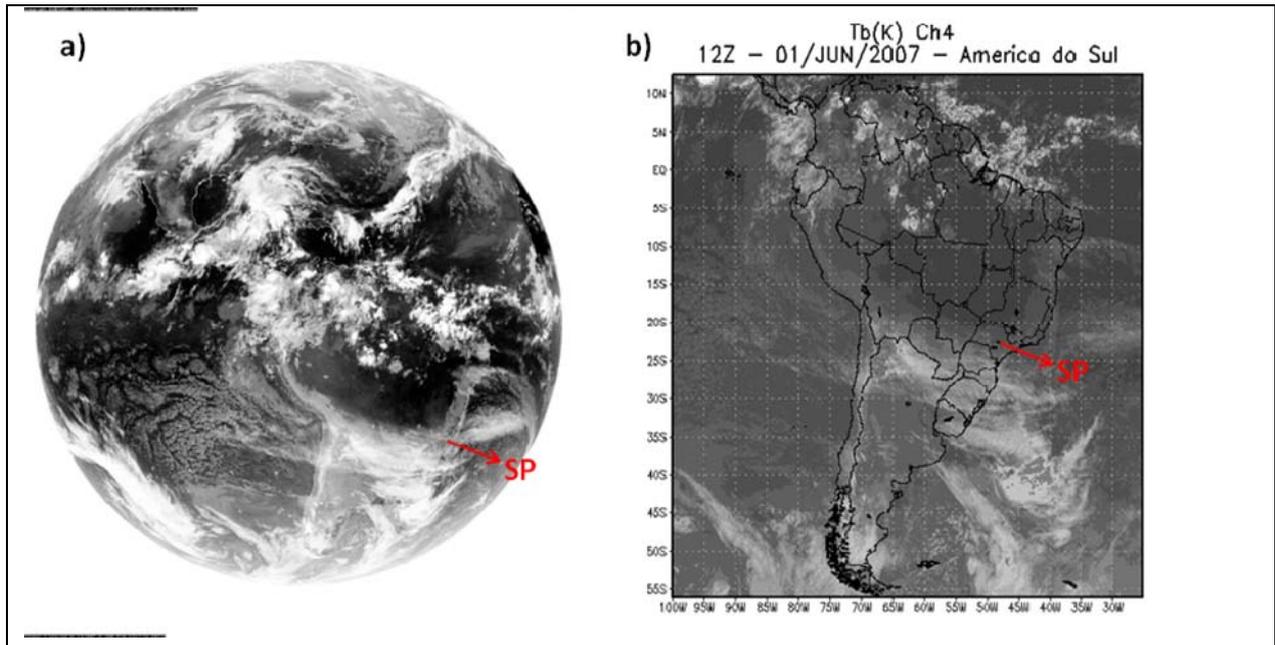


Figura 5.7 -.Imagens de satélite a) GOES-WEST (<http://www.sat.dundee.ac.uk/>) e b) GOES-10 (<http://www.cptec.inpe.br/>), ambas no canal infravermelho (10,2 – 11,2  $\mu\text{m}$ ), para o dia 01/06/2007 às 12:00 UTC.

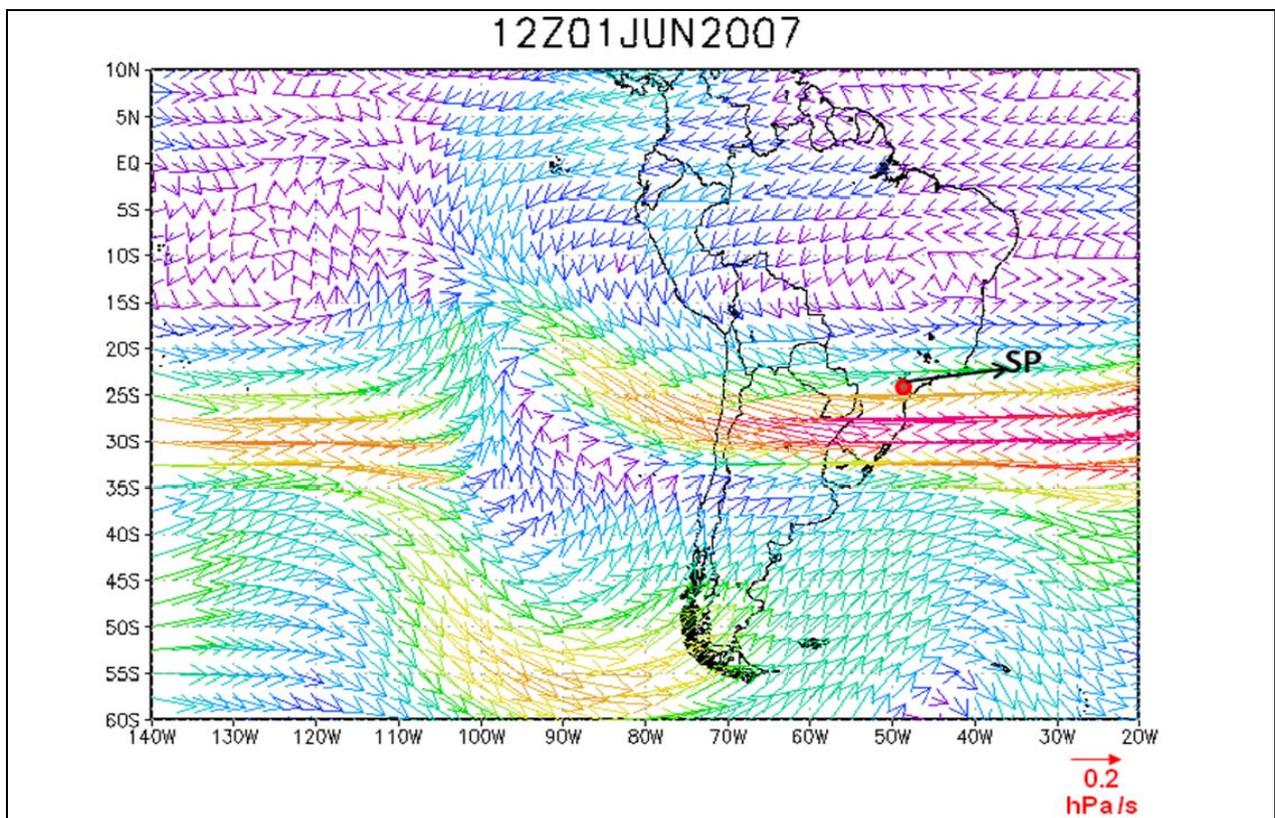


Figura 5.8. Vento em 200 hPa para o dia 01 de Junho de 2007 às 12:00 UTC. Dados de reanálise do NCEP. O ponto em vermelho representa o Campo de Marte, situado aproximadamente a 12 km do sistema MSP-Lidar.

Outro caso se refere ao dia 11 de Junho de 2007, ilustrada através das respectivas imagens de satélite (Figuras 5.9a, b). Tais nuvens foram detectadas pelo sistema MSP-Lidar no dia 11 de Junho de 2007, como mostra a figura 4.6 (ver capítulo 4).

Neste caso, as massas de ar são provenientes de latitudes médias, correspondendo, portanto, a uma formação de cirrus padrão de larga escala originada de frentes frias, o que pode explicar a ocorrência de cirrus em torno de 10 km (altitude típica para nuvens de latitude média). Da mesma forma, observando os respectivos campos de vento (Figura 5.10), pode-se afirmar também que as massas de ar são em decorrência de processos típicos de advecção que ocorrem nas latitudes médias, isto é, as nuvens nesse caso seriam de vida longa, geradas em intervalos de tempo bastante anteriores à observação.

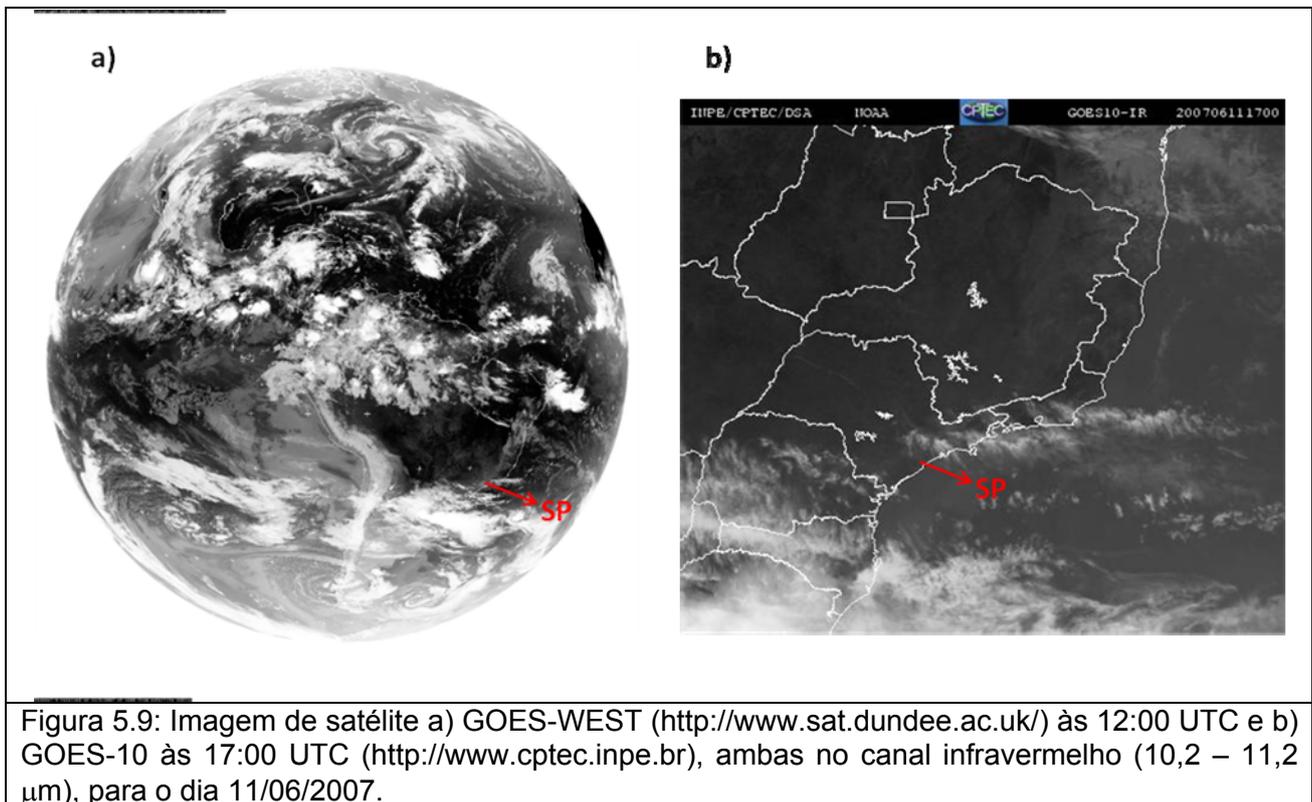
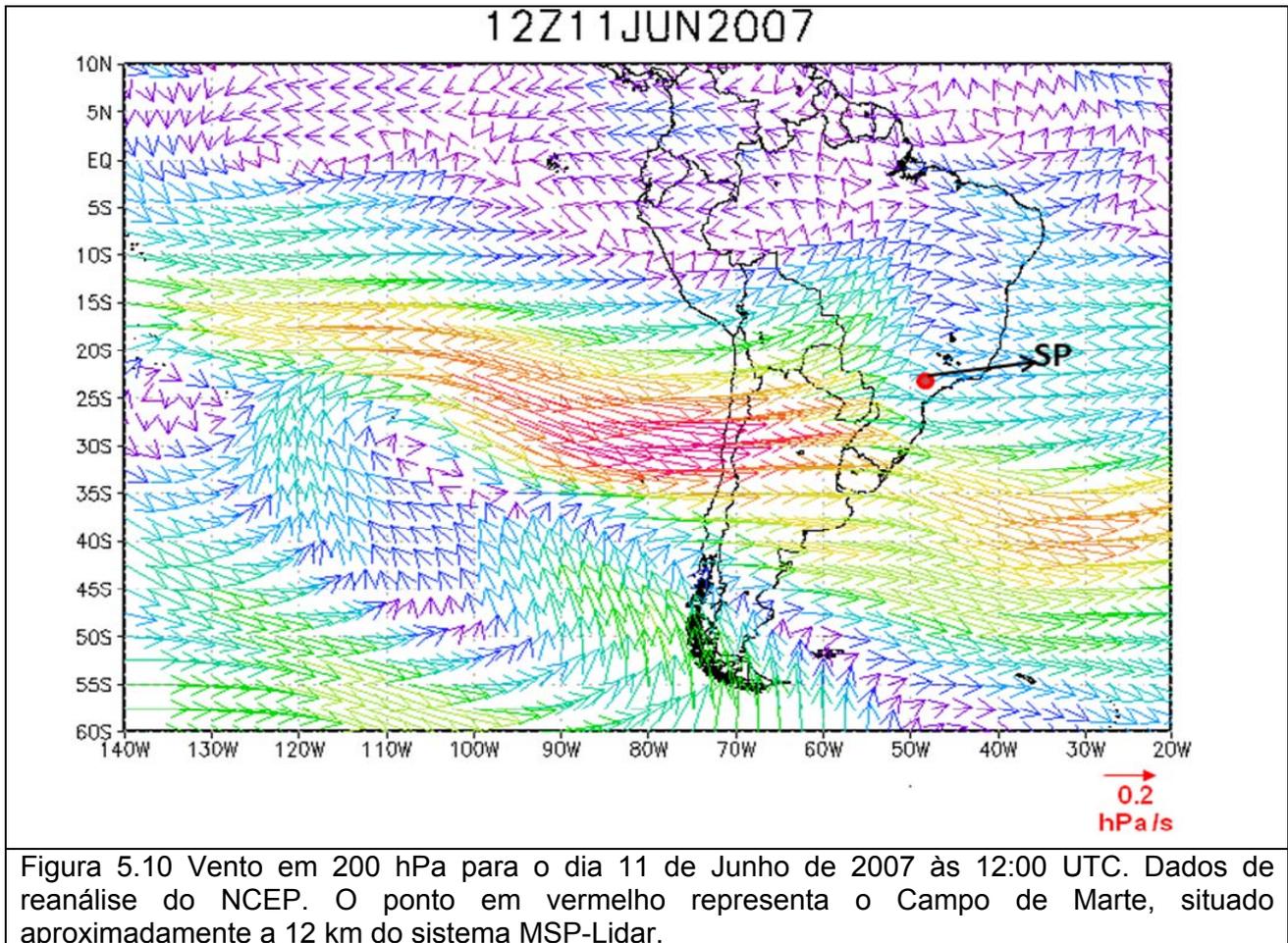


Figura 5.9: Imagem de satélite a) GOES-WEST (<http://www.sat.dundee.ac.uk/>) às 12:00 UTC e b) GOES-10 às 17:00 UTC (<http://www.cptec.inpe.br>), ambas no canal infravermelho (10,2 – 11,2  $\mu\text{m}$ ), para o dia 11/06/2007.



Finalmente, o sistema MSP-Lidar localizado IPEN se encontra numa área restrita ao tráfego de aeronaves, porém, durante todo o ano, verifica-se freqüentemente a passagem, em altitudes não maiores que 11 km, de aviões de pequeno a grande porte provavelmente devido à proximidade com o aeroporto de Congonhas. Poderia se associar a esse fato, a formação das cirrus da classe 2, por exemplo, que são geométrica e opticamente finas e com altitudes de formação mais baixas, embora, novamente um estudo minucioso seja necessário.

Como pode-se verificar, a determinação precisa e direta dos mecanismos de formação das cirrus não é uma tarefa simples, envolvendo o estudo de diversos parâmetros meteorológicos e dinâmicos da atmosfera, o que não representa o objetivo principal deste trabalho.

Para cada uma das classes, foi calculada uma média das principais variáveis associadas e compiladas na Tabela 5.2, juntamente com os possíveis tipos de nuvens: cirrus opacas (densas) da alta troposfera ou quase tropopausa (classe 1), cirrus finas da média-alta troposfera (classe 2), cirrus opacas da média-alta troposfera (classe 3) e cirrus finas da alta troposfera (classe 4).

Tipo da classe	1 Cirrus opacas da alta troposfera ou quase tropopausa	2 Cirrus finas da média-alta troposfera	3 Cirrus opacas da média-alta troposfera	4 Cirrus finas da alta troposfera
Ocorrência (%)	19	32	27	22
Altitude média da nuvem	13,38 ± 0,56	9,67 ± 0,45	10,36 ± 0,65	11,77 ± 0,77
Espessura geométrica	2,31 ± 0,71	1,86 ± 0,81	3,85 ± 0,83	1,14 ± 0,67
Altitude Relativa	0,16 ± 1,74	6,54 ± 1,14	2,53 ± 2,17	4,53 ± 0,86
Profundidade Óptica	0,37 ± 0,45	0,19 ± 0,11	0,42 ± 0,26	0,08 ± 0,05
Altitude do topo	14,52 ± 0,64	10,59 ± 0,60	12,27 ± 0,96	12,33 ± 0,67
Temperatura na altitude média da nuvem	-64,89 ± 2,25	-37,94 ± 3,24	-43,21 ± 4,61	-53,51 ± 4,87

A classificação das nuvens cirrus reflete amplamente as características observadas nas FDPs (Figuras 5.2a-c). O primeiro máximo em torno de 9,6 km na altitude média das cirrus corresponde claramente à classe 2, enquanto que o segundo máximo em 10,6 km é uma convolução das classes 3 e 4. O último pico em 13,9 km deve representar a classe 1.

Da mesma forma, o primeiro máximo da FDP da espessura geométrica pode ser relacionado ao grupo 4 enquanto que o segundo máximo em 2,5 km é proveniente da convolução das distribuições das classes 1 e 3. O último máximo em 4,3 km pode ser (grosseiramente) atribuída unicamente à classe 3.

Finalmente, no que se refere à temperatura na altitude média, o primeiro máximo da FDP corresponde à classe 1, o segundo máximo à classe 2 e o terceiro máximo corresponde a uma convolução entre as classes 3 e 4.

Finalmente, é difícil concluir destes resultados se a temperatura tem um papel efetivo na discriminação entre os tipos de cirrus, uma vez que a temperatura na troposfera está altamente correlacionada com a altitude. Estudos da razão de depolarização efetuados por Noel et al. (2002) mostraram a existência de diferentes classes de cirrus baseadas na razão de forma (razão entre as dimensões do cristal) dos cristais, assumindo-os como hexagonais. Este último autor inferiu também 4 classes de cirrus, sendo que uma das classes foi associada a baixas temperaturas (temperatura média centrada em torno de -58°C)

enquanto que as outras classes apresentaram temperaturas similares com um máximo em torno de  $-45^{\circ}\text{C}$ .

Ainda, eles detectaram em duas ocasiões, cirrus finas ( $\sim 1$  km) localizadas em grandes altitudes (11 – 12 km) similares às nuvens da classe 4 (cirrus finas da alta troposfera). De acordo com os autores, essas nuvens eram compostas de cristais de gelo com secções hexagonais e formas alongadas como colunas com uma razão de forma variando entre 1,1 e 4, enquanto que as outras classes exibiram uma grande variabilidade de distribuição de polarização dentro da nuvem, sendo indicativo, portanto, da presença de cristais de fase mista.

Por sua vez, segundo Heymseld & Platt (1984) se  $T > -40^{\circ}\text{C}$ , ocorre a predominância de cristais de formato de colunas e placas; se  $T < -50^{\circ}\text{C}$ , perfis em formato de colunas sólidos e vazados são em maior proporção; se  $-30^{\circ}\text{C} < T < -40^{\circ}\text{C}$ , os cristais assumem formas de alongadas, que são características de ascensões convectivas.

Segundo os mesmos autores, no caso das cirrus provenientes da dispersão da bigorna de uma cumulonimbus, predominaram os cristais em forma de colunas vazadas e em todos os casos, no topo das nuvens predominam as formas de colunas vazadas e placas hexagonais.

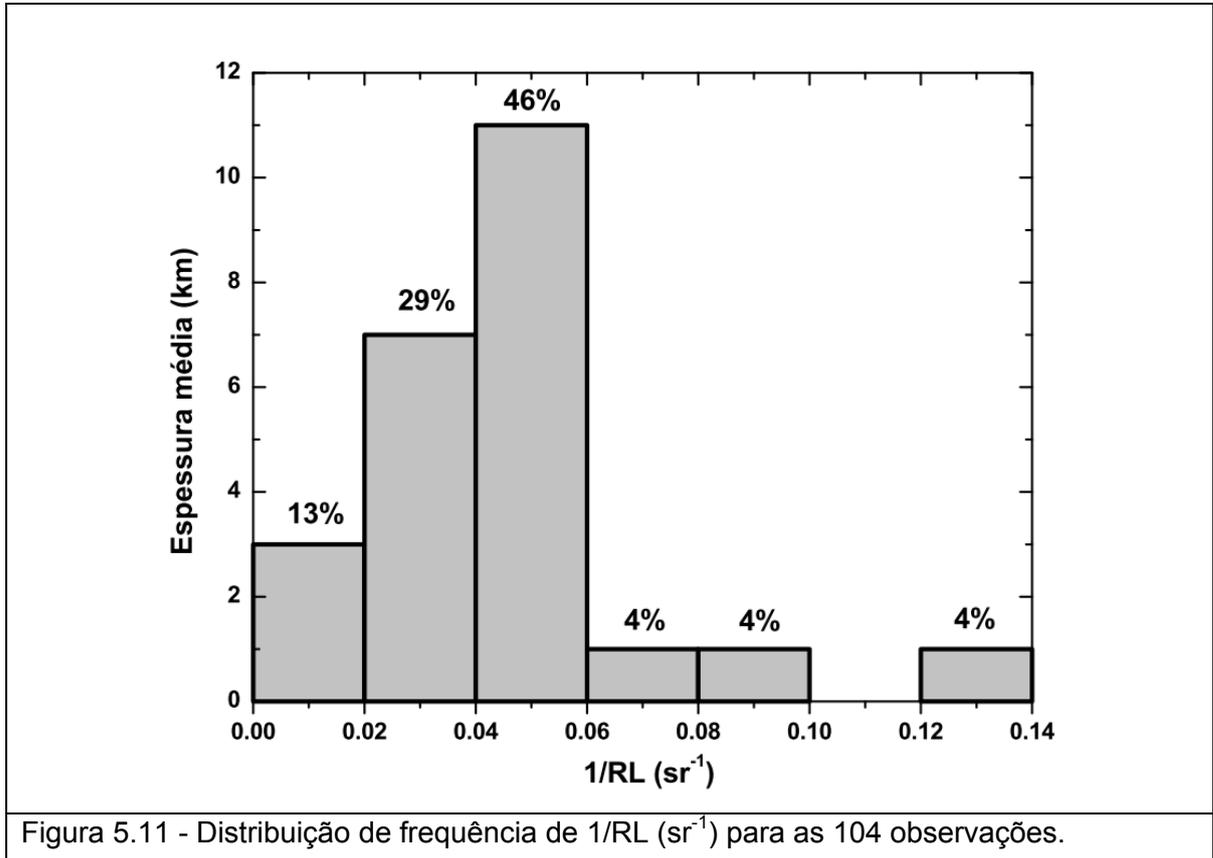
Finalmente, um valor médio da razão de espalhamento ( $RL$ ) foi calculado com o intuito de correlacionar com os cristais de gelo apresentados na literatura. Por exemplo, Giannakaki et al. (2007) encontraram valores de  $RL$  equivalente a  $28 \pm 17$  sr em latitudes médias; Sassen & Comstock (2001) encontraram valores de  $RL$  de  $24 \pm 38$  sr também nessas latitudes; Seifert et al. (2007) obtiveram um  $RL$  de  $32 \pm 10$  sr para cirrus tropicais (Ilhas Maldivas). Para o nosso caso, foi encontrado um valor de  $\langle RL \rangle$  de  $26 \pm 12$  sr, o que mostra uma boa concordância com autores acima (Tabela 5.3):

Autores	$RL$ (sr)
Giannakaki et al., 2007 (Latitudes Médias)	$28 \pm 17$
Sassen and Comstock, 2001	$24 \pm 38$
Seifert et al., 2007 (Maldivas)	$32 \pm 10$
MSP-lidar ( $\langle RL \rangle$ )	$26 \pm 12$

Sassen et al., 1989 efetuaram por sua vez simulações para calcular o inverso da razão de Lidar ( $1/RL$ ) em algumas formas de cristais de gelo cujos resultados estão sumarizados na Tabela 5.4 a seguir:

Forma dos Cristais de gelo	$1/RL$ ( $\text{sr}^{-1}$ )
hexagonal	0,026
placas final	0,086
placas espessas e colunares	0,0838

A distribuição de frequência de  $1/RL$  (Figura 5.11), para o nosso caso, mostra que, num intervalo entre 0 e 0,14 sr, ocorreu um pico para valores entre 0,04 e 0,06 sr. O valor médio calculado foi de  $\langle 1/RL \rangle = 0,048 \pm 0,025 \text{ sr}^{-1}$ , de modo que as formas mais prováveis dos cristais de gelo estão entre as hexagonais e placas espessas, segundo os primeiros autores.



## CAPÍTULO 6

### Conclusões

A metodologia aplicada somada à estatística se mostrou robusta para a determinação dos parâmetros macro- e microfísicos das cirrus bem como a classificação das classes destas nuvens.

Dentre as variáveis físicas utilizadas neste trabalho, a altitude média de formação e sua respectiva temperatura se mostraram parâmetros chaves na formação das cirrus. Desta forma a Análise Multivariável se mostrou bastante eficiente e objetivo para decidir o número de classes (clusters) de nuvens por meio dos dados medidos.

Das 4 classes identificadas, embora apresentando características distintas, basicamente os seus mecanismos de formação tem a mesma origem: a injeção de vapor d'água na fria e alta troposfera, seja por sistemas frontais ou eventos convectivos e transportados para a região de medição com o Lidar por meio de correntes de circulação e os jatos subtropicais, por exemplo. Nada indica que alguma classe de cirrus tenha origem devido ao tráfego aéreo local (a despeito da altitude de formação em torno de 10 km) como rastros de condesação, embora um estudo mais efetivo seja necessário nessa direção.

Embora a temperatura e a altitude sejam um bom indicativo de fase da nuvem é necessário utilizar canais de depolarização para distinguir a fase sólida da líquida existente nestas nuvens.

A razão de Lidar ( $RL$ ) se mostrou consistente com a literatura. O inverso de  $RL$  ( $1/RL$ ) mostrou que as nuvens são possivelmente constituídas de cristais de gelo do tipo placa e colunas hexagonais, após a comparação com a literatura.

## **CAPÍTULO 7**

### **Perspectivas futuras**

Uma vez demonstrado que a metodologia aplicada juntamente com estática utilizada se mostrou robusta e acurada na determinação dos parâmetros macro- e micro físicos das cirrus, bem como a classificação das classes destas nuvens na região metropolitana de São Paulo, pretende-se estender tal aplicação para dados obtidos pelo MSP-Lidar desde o ano de 2004 até os dias atuais. Com esta extensa base de dados será possível efetuar uma climatologia das cirrus que ocorrem na região.

Com a climatologia obtida pelo sistema MSP-Lidar será efetuada uma comparação com a climatologia das cirrus detectada pelo CALIPSO na mesma região, a fim de obter informações das cirrus atuantes na região subtropical o que será inédito para a comunidade científica ao que se refere em caracterização destas nuvens na América do Sul.

Ainda em parceria com o Dr. Philippe Keckhut do instituto LATMOS/IPSL pretende-se comparar a climatologia obtida pelo sistema MSP-Lidar com a da Ilha Reunião (21°S / 55°E) que está localizada praticamente na mesma latitude da cidade de São Paulo (23,33°S / 46,44°W).

Finalmente, pretende-se implementar futuramente um Lidar com os canais de depolarização para distinguir as fases sólidas e líquidas das cirrus.

### ***Apêndice A – Processo de Bergeron***

Em nuvens frias, com temperaturas abaixo de 0 °C, as gotículas de nuvem superesfriadas coexistem com os cristais de gelo. Para que essas gotículas congelem é necessário que a água pura suspensa no ar atinja uma temperatura em torno de -40 °C, para que um embrião de gelo de tamanho suficiente seja formado pela agregação aleatória de um número suficiente de moléculas de água na gotícula. Ao contrário de núcleos de condensação, contudo, os núcleos de congelamento são menos abundantes na atmosfera e geralmente não se tornam ativos até a temperatura de -10 °C (ou menos). Portanto, nuvens com temperaturas entre 0 e -10 °C são tipicamente compostas de gotículas de água resfriada. Entre -10 °C e -20 °C gotículas líquidas coexistem com cristais de gelo. Abaixo de -20 °C, que equivale à temperatura de ativação de muitos núcleos de deposição, as nuvens usualmente consistem inteiramente de cristais de gelo.

Por sua vez, a pressão de vapor de saturação sobre cristais de gelo é muito menor que sobre gotículas de água superesfriada (Tabela A1). Esta situação ocorre porque cristais de gelo são sólidos, o que significa que moléculas de água individuais no gelo são mantidas juntas mais firmemente que aquelas formando uma gotícula líquida. Portanto, é mais fácil para as moléculas de água escapar de gotículas líquidas superesfriadas. Por isso, as pressões de vapor de saturação são maiores sobre as gotículas líquidas superesfriadas que sobre os cristais de gelo. Conseqüentemente, quando o ar está saturado (UR = 100%) em relação às gotículas líquidas, ele está supersaturado em relação aos cristais de gelo. A Tabela A2, por exemplo, mostra que em -10 °C, quando a umidade relativa é 100% em relação à água, ela será de 110% em relação ao gelo.

Tabela A1: Variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura (Adaptado de Grimm<sup>1</sup>, 1999).

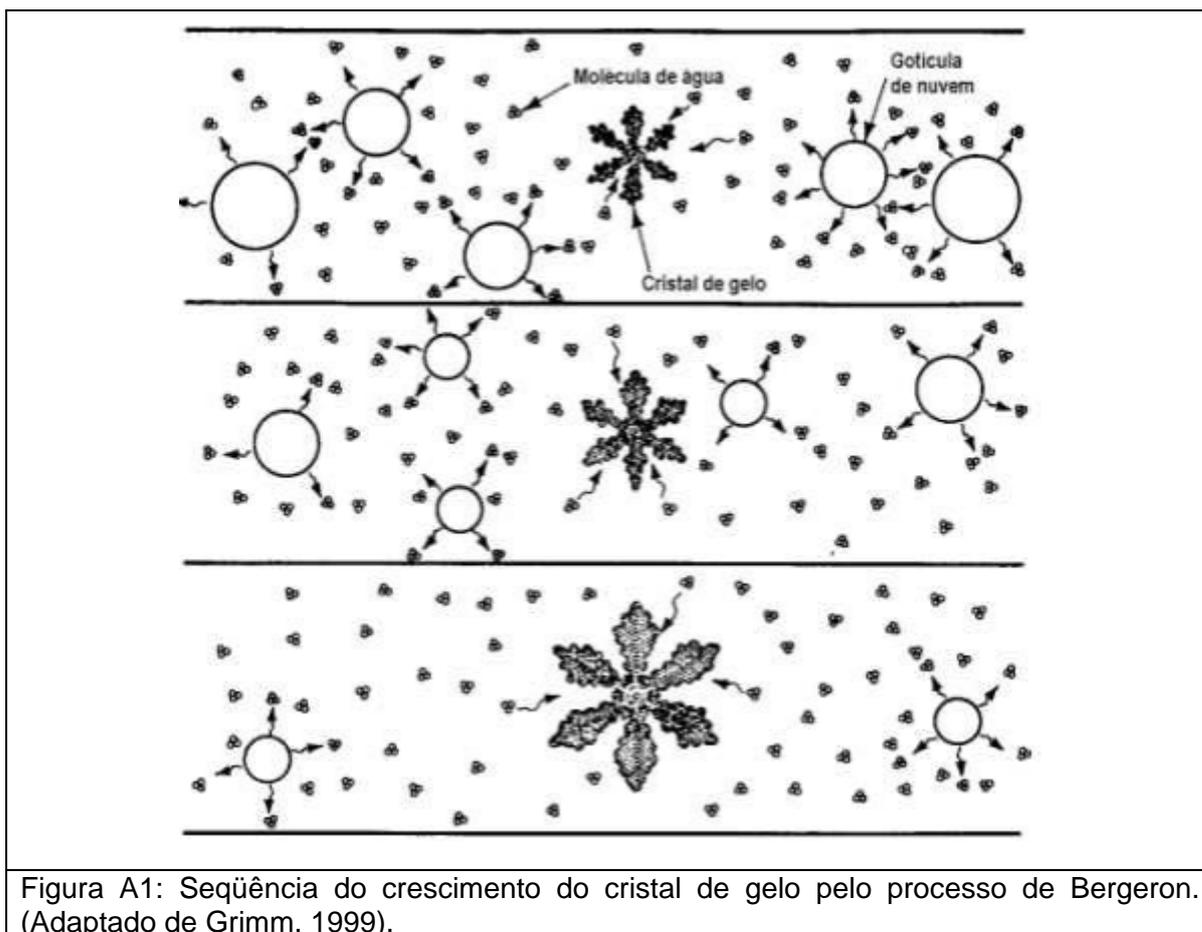
Temperatura (°C)	Pressão de vapor de saturação (mb)	
	Sobre a água	Sobre o gelo
50	123,40	-
40	73,78	-
30	42,43	-
20	23,37	-
10	12,27	-
0	6,11	6,11
-10	2,86	2,60
-20	1,25	1,03
-30	0,51	0,38
-40	0,19	0,13

Tabela A2: Umidade relativa em relação ao gelo quando a umidade relativa em relação à água é de 100%, de acordo com a temperatura (Adaptado de Grimm, 1999).

Temperatura (°C)	Água (%)	Gelo (%)
0	100	100
-5	100	105
-10	100	110
-15	100	115
-20	100	121

O processo de Bergeron depende justamente dessa diferença entre a pressão de saturação do vapor sobre a água e o gelo. Considerando uma nuvem na temperatura de  $-10^{\circ}\text{C}$ , onde cada cristal de gelo está rodeado por milhares de gotículas líquidas. Se o ar está inicialmente saturado em relação à água líquida, ele está super saturado em relação ao recém-formados cristais de gelo. Como resultado desta super saturação, o processo de coleta das moléculas de água pelos cristais de gelo é muito mais efetivo que a perda por sublimação. A deposição remove vapor d'água da nuvem e por isso cai a umidade relativa abaixo de 100%, e as gotículas se evaporam. Assim, a evaporação contínua das gotículas fornece uma fonte de vapor e os cristais de gelo crescem às custas das gotículas de água superesfriada (Figura A1).

<sup>1</sup> Apostila Alice Grim: <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/index.html>



Outro mecanismo envolvido no crescimento de cristais em nuvens frias é o processo de acreção (Grimm, 1999). Como o nível de supersaturação em relação ao gelo pode ser grande, o crescimento de cristais de gelo é geralmente rápido o suficiente para gerar cristais suficientemente grandes para cair.

Durante a sua descida estes cristais de gelo aumentam à medida que interceptam gotículas superesfriadas de nuvens que congelam sobre eles, produzindo estruturas com orlas de gotículas congeladas, como por exemplo no caso dos granizos.

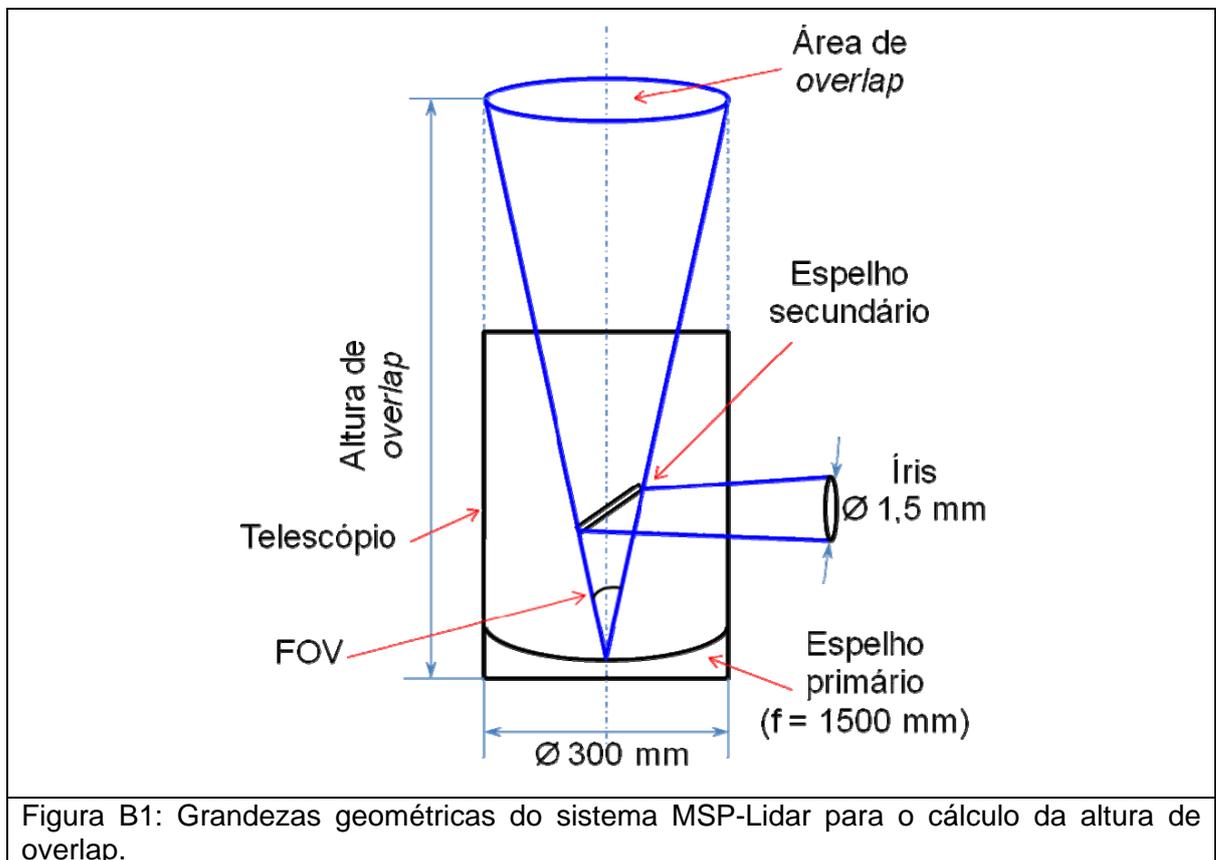
Por último, pode ocorrer o processo chamado de agregação (Wallace & Hobbs, 2006), quando os cristais de gelo podem crescer também colidindo e aderindo uns aos outros, formando cristais maiores (flocos de neve). Quando a temperatura da superfície está acima de 4 °C, os flocos de neve geralmente derretem antes de atingir o solo e continuam caindo como chuva.

A semeadura de nuvens usa o processo de Bergeron. Adicionando núcleos de congelamento (comumente iodeto de prata) a nuvens com água superesfriada pode-se mudar a evolução destas nuvens (Grimm, 1999).

### Apêndice B – Altura de Overlap

O cálculo da altura de *overlap* (Capítulo 4) é baseado nas grandezas geométricas do sistema, isto é, no campo de visão do telescópio (FOV – *Field Of View*) e a divergência do feixe de laser.

A Figura B1 ilustra a construção geométrica envolvida para o respectivo cálculo da altura de *overlap*.



O campo de visão do telescópio depende do diâmetro da íris que funciona como ocular e da distância focal  $f$  do telescópio:

$$FOV = 2 \times \tan^{-1} \left[ \frac{1,5 \text{ mm} / 2}{1500 \text{ mm}} \right] = 0,001 \text{ rad} = 1 \text{ mrad} \quad (\text{B.1})$$

Desta forma, a altura de *overlap* pode ser calculada com base no diâmetro interno do telescópio (= diâmetro do espelho primário) e no FOV obtido:

$$H_{overlap} = \frac{300\text{ mm} / 2}{\tan\left(\frac{1\text{ mrad}}{2}\right)} \approx 300.000\text{ mm} = 300\text{ metros} \quad (\text{B.2})$$

Porém, é importante ressaltar que essa estimativa da altura de *overlap* é um cálculo aproximado, uma vez que o próprio espelho secundário faz alguma “sombra”, delimitando a área efetiva de coleta de luz do espelho primário e afetando, portanto, em parte a sua eficiência. A mesma inexatidão é atribuída ao braço do espelho de alta reflectividade destinada a direcionar o feixe de laser para cima, montado imediatamente acima do telescópio (embora não representado na figura acima).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABERCROMBIE, R. Suggestions for an international nomenclature of clouds, *Quartely Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 13, London, p. 154-166, 1887.

ACKERMAN, S.A.; STRABALA, K.I.; MENZEL, W.P.; FREY, R.A.; MOELLER, C.C.; GUMLEY, L.E. Discriminating clear-sky from clouds with MODIS, *Journal Geophysical Research*, v. 103, p. 32,141-32,157, 1998.

ANDERBERG, M.R. *Cluster analysis for applications*. Academic Press, p. 359, 1973.

ANSELMO, T.; CLIFTON, R.; HUNT, W.; LEE, K.-P.; MURRAY, T.; POWELL, T.; RODIER, S.D.; VAUGHAN, M.; CHOMETTE, O; VIOLLIER, M.; HAGOLLE, O.; LIFERMANN, A.; GARNIER, A.; PELON, J.; CURREY, C; PITTS, M.; WINKER, D. Cloud – Aerosol LIDAR Infrared Pathfinder Satellite Observations, Data Management System, Data Products Catalog, Release 2.3, Document No: PC-SCI-503, 2006.

APPLEMAN, H.S. *Occurrence and forecasting of cirrostratus clouds*. In: *World Meteorological Organization Technical Note*: WMO, 1961.

ARNOTT, W.P.; DONG, Y.Y.; HALLET, J. Role of small ice crystals in radiative properties of cirrus: A case study, FIRE II, November 22, 1991. *Journal Geophysical Research*, v. 99, p. 1371–1381, 1994.

BARNES, A.A. Observations of ice particles in clear air. *Journal de Recherches Atmospheriques*, v. 14(3-4), p. 311-315, 1980.

BARNES, A.A. The cirrus and sub-visible cirrus background, AFGL-TR-82-0193, Hanscomb Air Force Base, MA, 1982.

BATES, D.R. Rayleigh scattering by air. *Planetary and Space Science*, v.32, p. 785–790, 1984.

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

BORCHI, F.; MARENCO, A. Discrimination of air masses near the extratropical tropopause by multivariate analysis from MOZAIC data. *Atmospheric Environment*, v. 36, pp.1123-1135, 2002.

BUCHOLTZ, A. Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*, v. 34, n. 15, p. 2765-2773, 1995.

CACOULLOS, T. *Discriminant analysis and applications*. Academic Press, 434 pp, 1973.

CADET, B.; GIRAUD, V.; HAEFFELIN, M.; KECKHUT, P.; RECHOU, A.; BALDY, S. Improved retrievals of the optical properties of cirrus clouds by a combination of lidar methods. *Applied Optics*, v. 44, n. 9, p. 1726-1734, 2005.

CARSWELLI, A.I. Laser measurements in clouds. *In clouds: Their Formation, Optical Properties and Effects*. P. Hobbs and A. Deepak, eds. Academic Press, p. 363-406, 1981.

CHEN, W.N.; CHIANG, C.W.; NEE, J.B. Lidar ratio and depolarisation ratio for cirrus clouds, *Applied Optics*, v. 31, p. 6470-6476, 2002.

CHOI, Y-S; HO, C-H. Radiative effect of cirrus with different optical properties over the tropics in MODIS and CERES observations. ***Geophysical Research Letters***, v. 33, L21811, p. 1-6, 2006.

COMSTOCK, J.M.; ACKERMAN., T.P.; MACE, G.G. Ground-based lidar and radar remote sensing of tropical cirrus clouds at Nauru Island: Cloud statistics and radiative impacts. ***Journal of Geophysical Research***, v. 107, 4714, 2002.

DESSLER, A.E.; Yang, P. The distribution of tropical thin cirrus clouds inferred from Terra MODIS data, ***Journal of Climate***, v. 16, p. 1241-1247, 2003.

DESSLER, A.E.; PALM, S.P.; HART, W.D. SPINHIRNE, J.D. Tropopause-level thin cirrus coverage revealed by ICESat/Geoscience Laser Altimeter System, ***Journal Geophysical Research***, v. 111, n. D08203, 2006a.

DESSLER, A.E.; PALM, S.P.; SPINHIRNE, J.D. Tropical cloud-top height distributions revealed by the Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite (ICESat)/Geoscience Laser Altimeter System (GLAS), ***Journal Geophysical Research***, v. 111, n. D12215, p. 1-15, 2006b.

DOWLING, D.R.; RADKE, L.F. A summary of the physical properties of cirrus clouds, ***Journal of Applied Meteorology***, v. 29, p. 970-978, 1990.

EBERHARD, W. L. Ice-cloud depolarization of backscatter for CO<sub>2</sub> and other infrared lidars. ***Applied Optics***, v. 31, p. 6485-6490, 1992.

FIOCCO G.; GRAMS, G. Observations of the aerosol layer at 20 km by optical radar. ***Journal of the Atmospheric Sciences***, v.21, 323 p.,1964.

GAO, B.C.; YANG, P.; HAN, W.; LI, R.R.; WISCOMBE, W.J. An algorithm using visible and 1.38  $\mu\text{m}$  channels to retrieve cirrus reflectances from aircraft and

satellite data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 40, p. 1659-1668, 2002.

GARRET, T.J.; HEYMSFIELD, A. J.; MCGILL, M. J.; RIDLEY, B. A.; BAUMGARDENER, D.G.; BUI, T.P.; WEBSTER, C.R. Convective generation of cirrus near the tropopause. *Journal Geophysical Research*, v.109, D21203, 2004.

GIANNAKAKI, E.; BALIS, D.S.; AMIRIDIS, V.; KAZADZIS, S. Optical and geometrical characteristics of cirrus clouds over a southern European lidar station. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 7, p. 5519-5530, 2007.

GOLDFARB, L.; KECKHUT, P.; CHANIN, M.-L.; HAUCHECORNE, A. Cirrus climatological results from lidar measurements at OHP (44° N, 6° E). *Geophysical Research Letters*, v. 28, n. 9, p. 1687-1690, 2001.

GRUND, C.J; ELORANTA, E.W. The 27-28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: Cloud optical properties determined by high spectral resolution lidar. *Monthly Weather Review*, v. 118, p. 2344-2355, 1990.

HALADAY, T.; STEPHENS, G. Characteristics of tropical thin cirrus clouds deduced from joint CloudSat and CALIPSO observations. *Journal Geophysical Research*, v. 114, N. D0025, p. 1-13, 2009.

HEYMSFIELD, A.J.; PLATT, C.M.R. A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 41, p. 846-855, 1984.

HEYMSFIELD, A.J. Ice particles observed in a cirriform cloud at -83 0C and implications for polar stratospheric clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 43, p. 851-855, 1986.

HEYMSFIELD, A.J.; SABIN, R.M. Cirrus crystal nucleation by homogeneous freezing of solution droplets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 46, p. 2252–2264, 1989.

HEYMSFIELD, A.J.; MILLER, K.M.; SPINHIRNE, J.D. The 27-28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: cloud microstructure. *Monthly Weather Review*, v. 118, 2313-2328, 1990.

HEYMSFIELD, A.J.; MILOSHEVICH, L.M. Relative humidity and temperature influences on cirrus formation and evolution: Observations from wave clouds and FIRE-II. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 52, p. 4302-4326, 1995.

HILDEBRANDSSON, H. Remarks concerning the nomenclature of clouds for ordinary use., *Quartely Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 13, London, p. 140-146, 1887.

HILDEBRANDSSON, H. *Sur la classification des nuages employee à l'Observatoire Météorologique d'Upsala*, Sweden, 9p., 1879..

HILDEBRANDSSON, H.; RIGGENBACH, A.; TEISSERENC DE BORT, L. *Atlas International des Nuages*, Paris., 1896 [1910]..

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

HUSCHKE, R.E. *Glossary of Meteorology*. American Meteorological Society Press, Boston. MA, 1959[1980].

JENSEN, E.J.; TOON, O.B. WESTPHAL D.L.; KINNE, S.; HEYMSFIELD, A.J. Microphysical modeling of cirrus, 1. Comparison with 1986 FIRE IFO measurements. *Journal Geophysical Research*, v. 99, p. 10421-10442, 1994.

JOLLIFE, I.T. *Principal component analysis*. Springer, 502 pp, 1986.

JOURDAN, O.; OSHCEPKOV, S.; GAYET, J.-F.; SHCHERBAKOV, V.N.; ISAKA H. Statistical analysis of cloud light scattering and microphysical properties obtained from airborne measurements, *Journal Geophysical Research*, v. 108, D5, 4155, 2003a.

JOURDAN, O.; OSHCEPKOV, S.; GAYET, J.-F.; SHCHERBAKOV, V.N.; ISAKA. Assessment of cloud optical parameters in the solar region: Retrievals from airborne measurements of scattering phase functions, *Journal Geophysical Research*, v. 108, D18, 4572, 2003b.

KECKHUT, P; BORCHI, F.; BEKKI, S.; HAUCHECORNE, A.; SILAOUINA, M. Cirrus classification at midlatitude from systematic lidar observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 45, p. 249-258, 2006.

KERKER, M. *The Scattering of Light and Other Electromagnetic Radiation*, Academic Press, New York, 666 p., 1969.

KHVOROSTYANOV, V.I.; SASSEN, K. Cirrus cloud simulation using explicit microphysics and radiation. Part II: Microphysics, vapor and mass budgets, and optical and radiative properties. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 55, p. 1822-1845, 1998.

KINNE, S.; ACKERMAN, T.P.; HEYMSFIELD, A.J.; VALERO, F.P.J.; SASSEN, K., SPINHIRNE, J.D. Cirrus microphysics and radiative transfer: cloud field study on 28 October 1986. *Monthly Weather Review*, v. 120, p. 661-684, 1992.

KLETT, J.D. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. ***Applied Optics***, v. 20, p. 211-220, 1981.

KLETT, J.D. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. ***Applied Optics***, v. 24, p. 1638-1643, 1985.

KNOLLENBERG, R.G. Three new instruments for cloud physics measurements: The 2D spectrometer, the forward scattering spectrometer probe, and the active scattering aerosol spectrometer. In ***Proceedings of the International Conference on Cloud Physics***, p. 554-561. American Meteorological Society, Boston, 1976.

LAMPERT, A. Airborne Lidar Observations of Tropospheric Arctic Clouds, 2009 Diploma de Doutorado - Institute of Aerospace Systems, Technische Universität Carolo-Wilhelmina zu Braunschweig, Germany

LANDULFO, E.; MOREIRA, D.S.; PAPAYANNIS, A.; ARTAXO, P.; CASTANHO, A.D.A.; FREITAS, A.Z.; SOUZA, R.F.; VIEIRA JUNIOR, N.D.; JORGE, M.P.M.; SANCHEZ-CCOYLLO, O.R. Synergetic measurements of aerosols over São Paulo, Brazil using lidar, Sunphotometer and Satellite data during dry season. ***Atmospheric Chemistry and Physics***, v. 3, p. 1523-1539, 2003.

LANDULFO, E.; PAPAYANNIS, A.; GONÇALVES, A. ; FREITAS, A.Z.DE; JORGE, M.P.M.P.; ARTAXO NETTO, P.E.; VIEIRA JUNIOR, N.D.; CASTANHO, A.D.A.; MOREIRA, D.S.; CCOYLLO, O.R.S. Tropospheric aerosol observations in São Paulo, Brazil using a compact lidar system. ***International Journal of Remote Sensing***, v. 26, p. 2797-2816, 2005.

LANZANTE, J.R. Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: Theory and examples, including applications to historical

radiosonde station data. *International Journal of Climatology*, v. 16, p. 1197-1226, 1996.

LIGDA, M.G.H. Proceedings of the First Conference on Laser Technology, U.S. *Navy Office of Naval Research*, Washington, DC, p. 63-72, 1963.

LIOU, K.N. The Influence of Cirrus on Weather and Climate Process: a Global Perspective. *Monthly Weather Review*, v. 114, p.1167-1199, 1986..

LIOU, K.N. *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere: Theory, Observation, and Modeling*. Oxford University Press, 487p., 1992.

LIOU, K.N. *An Introduction of Atmospheric Radiation*. 2<sup>nd</sup>. ed. USA: Academic Press, Chapter 8, 2002.

LYNCH, D.K.; SASSEN, K. Subvisual cirrus. In: LYNCH, D.K.; SASSEN, K.; STARR, D.O'C; STEPHENS, G. *Cirrus*: Oxford University Press, London, p. 256–264. Oxford University Press, 2002.

MASSIE, S.T.; GILLE, J.; CRAIG, C.; KHOSRAVI, R.; BARNETT, J.; READ, W.; WINKER, D. HIRDLS and CALIPSO observations of tropical cirrus. *Journal Geophysical Research*, v. 115, p. 1-15, 2010.

MCFARQUHAR, G.M.; HEYMSFIELD, A.J.; SPINHIRNE, J.; HART, B. Thin and subvisual tropopause tropical cirrus: Observations and radiative impacts, *Journal of Atmospheric Science*, v. 57, p. 1841–1853, 2000.

MEASURES, R.M. *Laser Remote Sensing Fundamentals and Applications*. Krieger Publishing Company, 1992.

MEYER, K.; YANG, P.; GAO, B.C. Optical thickness of tropical cirrus clouds derived from the MODIS 0.66- and 1.375- $\mu\text{m}$  channels. ***IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing***, v. 42, p. 833-841, 2004.

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.

MORAIS, M.A.; de Castro, W.A.C.; TUNDISI, J.G. Climatologia de frentes frias sobre a região metropolitana de São Paulo (RMSP), e sua influência na limnologia dos reservatórios de abastecimento de água. ***Revista Brasileira de Meteorologia***, v.25, n.2, 205 - 217, 2010.

NOEL V.; CHEPFER H.; LEDANOIS G.; DELAVAL A.; FLAMANT P.H. Classification of particle effective shape ratios in cirrus clouds based on the lidar depolarization ratio. ***Applied Optics***, v. 41, p. 4245–57, 2002.

OMAR, A.H.; GARDNER, C.S. Observations by the Lidar In-space Technology Experiment (LITE) of high altitude clouds over the Equator in regions exhibiting extremely cold temperatures. ***Journal Geophysical Research***, v. 106, p. 1227, 2001.

PAL, S.R.; CARSWELL, A.I. Polarization Properties of Lidar Backscattering from Clouds, ***Applied Optics***, v. 12, 7, 1530-1535, 1973.

PECK, E.R.; REEDER, K. Dispersion of air. ***Journal of the Optical Society of America***, v.62, p. 958–962, 1972.

PLATT, C. M. R. Remoting Sensing of high clouds. I: Visible and infrared optical properties from lidar and radiometer measurements. ***Journal of Applied Meteorology***, v. 18, p. 1130-1143, 1979.

PLATT, C.M.R.; DILEY, A.C. Determination of the cirrus particle single-scattering phase function from lidar and solar radiometric data. *Applied Optics*, v. 23, p. 380-386, 1984.

PLATT, C.M.R.; YOUNG, S.A.; CARSWELL, A.I.; PAL, S.R.; MCCORMICK, M.P.; WINKER, D.M.; DELGUASTA, M.; STEFANUTTI, L.; EBERHARD, W.L.; HARDESTY, M.; FLAMANT, P.H.; VALENTINE, R.; FORGAN, B.; GIMMENSTAD, G.G.; JÄGUER, H.; KHMELEVSTOV, S.S.; KOLEV, I.; KAPRIEOLEV, B.; LU, D.; SASSEN, K.; SHAMANAIEV, V.S.; UCHINA, O.; MIZUNO, Y.; WANDINGER, U.; WEITKAMP, C.; ANSMANN, A.; WOLDRIDGE, C. The experimental cloud lidar pilot study (ECLIPS) for cloud radiation research. *Bulletin of American Meteorological Society*, v. 75, p. 1635-1654, 1994.

PLATT, C.M.R.; YOUNG, S.A.; MANSON, P.J.; PATTERSON, G.R.; MARSDEN, S.C.; AUSTIN, R.T.; CHURNSIDE, J.H. The optical properties of equatorial cirrus from observations in the ARM Pilot Radiation Observation Experiment. *Journal of Atmospheric Science*, v. 55, 1977-1996, 1998.

Rosenfeld, D.; Woodley, W.L. Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to  $-37.5$  degrees. *Nature*, v. 405, p. 440–442, 2000.

ROSSOW, W.B.; GARDNER, L. C. Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. *Journal of Climate*, v. 6, p. 2370-2393, 1993.

ROTHER, T.; SCHMIDT, K.; WAUER, J.; SHCHERBAKOV, V.; GAYET, J.-F.: Light scattering on Chebyshev particles of higher order, *Applied Optics*, v. 45, 6030-6037, 2006.

SASSEN, K.; GRIFFIN, M.; DOOD, G.C. Optical scattering and microphysical properties of subvisible cirrus clouds, and climatic implications. ***Journal of Applied Meteorology***, v. 28, p. 91-98, 1989.

SASSEN, K. The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment. ***Bulletin of the American Meteorological Society***, v. 72, p. 1848-1866, 1991.

SASSEN, K.; CHO, B.Y. Subvisual-thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research. ***Journal of Applied Meteorology***, v. 31, p. 1275-1285, 1992.

SASSEN, K. Advances in polarization diversity lidar for cloud remote sensing. ***Proceedings of the IEEE***, v. 82, p. 1907-1914, 1994.

SASSEN, K.; Starr, D.O'C; MACE, G.G.; POELLOT, M.R.; MELFI, S.H.; EBERHARD, W.L., SPINHIRNE, J.D.; ELORANTA, E.W.; HAGEN, D.E.; HALLET, J. The 5-6 December 1991 FIRE IFO II jet stream cirrus case: Possible influences of volcanic aerosols. ***Journal of Atmospheric Sciences***, v.52, p. 97-123, 1995.

SASSEN, K.; HSUCH, C. Contrail properties derived from high-resolution polarization lidar studies during SUCCESS. ***Geophysical Research Letters***, v. 25, p. 1165-1168, 1998.

SASSEN, K.; COMSTOCK, J. A Midlatitude Cirrus Cloud Climatology from Facility for Atmospheric Remote Sensing, Part III:Radiative Properties. ***Journal of Atmospheric Sciences***, v. 58, p. 2113-2127, 2001.

SASSEN, K. Cirrus Clouds – A modern perspective, In: LYNCH, D.K.; SASSEN, K.; STARR, D.O´C; STEPHENS, G. **Cirrus**: Oxford University Press, London , p. 11-40, 2002.

SASSEN, K. Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results, **Geophysical Research Letters**, v. 30, 2003.

SASSEN, K.; WANG, Z. Classifying clouds around the globe with the CloudSat radar: 1-year of results, **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. D00A25, p. 1-13, 2008.

SCHIFFER, R.A.; ROSSOW, W.B. The international satellite cloud climatology project (ISCCP): The first project of the World Climate Research program. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 64, p. 779-784, 1983.

SCHUMANN, U. Contrail Cirrus, In: LYNCH, D.K.; SASSEN, K.; STARR, D.O´C; STEPHENS, G. **Cirrus**: Oxford University Press, London , p. 231-255, 2002.

SCHOTLAND, R.M.; SASSEN, K.; STONE, R.J. Observations by lidar of linear depolarization ratios by hydrometeors. **Journal of Applied Meteorology**, v. 10, p. 1011-1017, 1971.

SEIFERT, P.; ANSMANN, A.; MÜLLER, D.; WANDINGER, U.; ALTHAUSEN, D.; HEYMSFIELD, A.J.; MASSIE, S.T.; SCHMITT, C. Cirrus optical properties observed with lidar, radiosonde, and satellite over the tropical indian ocean during the aerosol-polluted northeast and clean maritime southwest monsoon. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, 2007.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics - From Air Pollution to Climate Change**. 1st. ed. New Jersey: Wiley-Interscience Publication, 1998.

SILVA, M.T.F. Estudo das Descargas Elétricas Atmosféricas associadas a Sistemas Convectivos de Mesoescala para a região Sudeste do Brasil. 2009 – Diploma de Mestrado – Universidade Federal de Pelotas (UFPel), Pelotas, RS, Brasil.

SPINHIRNE, J.D.; HANSEN, M.Z.; SIMPSON, J. The structure and phase of cloud tops as observed by polarization lidar. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 22, p. 1319-1331, 1983.

STARR, D.O'C., COX, S.K. Cirrus clouds. Part II: Numerical experiment on the formation and maintenance of cirrus. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 42, 2682-2694, 1985.

STEPHENS, G. L.; TSAY, S.; STACKHOUSE JR, P. W.; FLATAU, P. J. The relevance of the microphysical and radiatives properties of cirrus clouds to climate and climate feedback, *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 47, p.1742-1753, 1990.

STONE, R.G. *A Compendium on Cirrus and Cirrus Forecasting*. AWSTR p. 105-130, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 1956.

TAKANO, Y.; LIOU, K.-N. Solar radiative transfer in cirrus cloud. Part III: Light scattering by irregular ice crystals. *Journal of Atmospheric Science*, v.52, p. 818-837, 1995.

TAYLOR, J.R.; RANDEL, W.; JENSEN, E.J. Cirrus cloud-temperature interactions in the tropical tropopause layer: a case study. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, v. 11, p. 15745-15774, 2011.

UTHE, E.; RUSSELL, P.B. Lidar observations of tropical high altitude cirrus clouds. *In Proceedings of the IMAP Symposium on Radiation in the Atmosphere*, Garmisch-Partenkirchen, Science Press, p. 242-244, 1977.

VIRTS, K.S.; WALLACE, J.M.; FU, Q.; ACKERMAN, T.P. Tropical Tropopause Transition Layer Cirrus as Represented by CALIPSO Lidar Observations. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 67, p. 3113-3129, 2010.

WALLACE, J.M.; HOBBS, P.V. *Atmospheric science: an introductory survey*. 2nd ed. ed. USA: Academic Press, 2006.

WANDINGER, U. Introduction to lidar. In: WEITKAMP, C. *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, p. 1. Springer., 2005.

WEICKMANN, HL. *Die Eisphase in der Atmosphäre*. Lib. Trans. 273, Royal Aircraft Establishment, Farnborough, UK, 96p. 1947.

WEIKMANN, H.K. Formen und Bildung atmosphärischer Eiskrille. *Beitr. Phys. Atmos.*, v 28, p. 12-52, 1945.

WINKER, D.M.; TREPTE, C.R. Laminar cirrus observed near the tropical tropopause by LITE. *Geophysical Research Letters*, v. 25, p. 3351-3354, 1998.

WINKER, D.M.; HUNT, W.H.; MCGILL, M.J. Initial performance assessment of CALIOP. *Geophysical Research Letters*, v. 34, n.L19803, 2007.

WYLIE, D. Cirrus and Weather, In: LYNCH, D.K.; SASSEN, K.; STARR, D.O'C; STEPHENS, G. *Cirrus*. Oxford University Press, London , p. 136-145, 2002.

World Meteorological Organization (WMO). *International Cloud Atlas, vol I, Manual on the observation of clouds and other meteors*. WMO, Geneva, 1975 [1995].

World Meteorological Organization (WMO). *International Cloud Atlas, vol II, Plates*, WMO, n. 407, 1987.

YANG, P.; LIOU, K.N., Geometric-optics-integral-equation method for light scattering by nonspherical ice crystals, *Applied Optics*, v. 35, 6568-6584, 1996.