



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-15313-TDI/1358

## AVALIAÇÃO DE METODOLOGIAS DE CARACTERIZAÇÃO ATMOSFÉRICA NA CONVERSÃO DE DADOS RADIOMÉTRICOS DIGITAIS EM VALORES FÍSICOS

Luís Gonçalves Longo de Oliveira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,  
orientada pelos Drs. Flávio Jorge Ponzoni e Elisabete Caria Moraes, aprovada em  
26 de maio de 2008.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/04.24.15.52>>

INPE  
São José dos Campos  
2008

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO:**

### **Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

### **Membros:**

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

## **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva e Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-15313-TDI/1358

## AVALIAÇÃO DE METODOLOGIAS DE CARACTERIZAÇÃO ATMOSFÉRICA NA CONVERSÃO DE DADOS RADIOMÉTRICOS DIGITAIS EM VALORES FÍSICOS

Luís Gonçalves Longo de Oliveira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,  
orientada pelos Drs. Flávio Jorge Ponzoni e Elisabete Caria Moraes, aprovada em  
26 de maio de 2008.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/04.24.15.52>>

INPE  
São José dos Campos  
2008

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

O4a Oliveira, Luís Gonçalves Longo.

Avaliação de metodologias de caracterização atmosférica na conversão de dados radiométricos digitais em valores físicos/ Luís Gonçalves Longo de Oliveira. – São José dos Campos: INPE, 2008.

133p. ; (INPE-15313-TDI/1358)

1. Correção atmosférica. 2. Fotômetro solar. 3. LANDSAT. 4. MODIS. 5. Radiometria. I. Título.

CDU 528.711.7

---

Copyright © 2008 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, microfílmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2008 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

**Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Sensoriamento Remoto**

**Dra. Evely Marcia Leão de Moraes Novo**

  
\_\_\_\_\_  
**Presidente / INPE / SJCampos - SP**

**Dr. Flávio Jorge Ponzoni**

  
\_\_\_\_\_  
**Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP**

**Dra. Elisabete Caria Moraes**

  
\_\_\_\_\_  
**Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP**

**Dr. João Antonio Lorenzetti**

  
\_\_\_\_\_  
**Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP**

**Dr. Jurandir Zullo Júnior**

  
\_\_\_\_\_  
**Convidado(a) / UNICAMP / Campinas - SP**

**Aluno (a): Luís Gonçalves Longo de Oliveira**

**São José dos Campos, 26 DE MAIO DE 2008**



*“I want to know how God created this world. I am not interested in this or that phenomenon, in the spectrum of this or that element. I want to know his thoughts. The rest are details. My religion consists of a humble admiration of the illimitable superior spirit who reveals himself in the slight details we are able to perceive with our frail and feeble mind. That deeply emotional conviction of the presence of a superior reasoning power, which is revealed in the incomprehensible universe, forms my idea of God”.*

*Albert Einstein, 1879-1955.*





À prima Laura Rodrigues de Oliveira (*in memorian*).

A meus pais, Élios (Lelo) e Dione.

A meus irmãos, Lucas e Bianca.

A meus avós, Ivone, Damião, Rosa (*in memorian*) e Sebastião (*in memorian*).



## AGRADECIMENTOS

A todas as pessoas que, direta ou indiretamente, zelam pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela competência, pelo acolhimento, por contribuírem com o desenvolvimento científico e por constantemente concederem oportunidades a novas pessoas.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), e à Fundação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos, pelos auxílios financeiros nas campanhas de campo e nos eventos científicos.

Aos meus orientadores, Dr. Flávio J. Ponzoni e Dra. Elisabete Caria Moraes, pela amizade, pela confiança e pelos conhecimentos compartilhados, sobretudo na realização deste trabalho.

A todos do CEPAGRI/UNICAMP, em especial a Msc. Cristina Rodrigues Nascimento, ao Dr. Rubens Augusto Camargo Lamparelli e ao Dr. Jurandir Zullo Junior, pelo aplicativo SCORADIS, pelo fotômetro solar e pelos conhecimentos compartilhados.

Ao Dr. André Luiz Farias Moura e a Dra. Regina Maura, ambos do CPTEC/INPE, e à Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo, da DSR/INPE, pelos conhecimentos compartilhados, primordiais para a realização deste trabalho.

Ao Dr. Alexandre Correia e ao Dr. Robert Carroll Levy, ambos do *Goddard Space Flight Center* (GSFC/NASA), pelo importante esclarecimento de dúvidas sobre o produto de aerossóis MODIS.

Ao Sr. Hernandes Rosim e ao Sr. Carlos Baldin pela gentileza na concessão da área de estudo para a realização das campanhas de campo.

Aos colegas Egídio Arai, Gabriel Pereira, Marcos Adami e Veraldo Liesenberg pela fundamental ajuda na realização das campanhas de campo.

Ao Dr. Camilo Daleles Rennó e a Dra. Corina da Costa Freitas pelo auxílio no esclarecimento de dúvidas relacionadas ao tratamento estatístico dos dados.

À Maria Etel Rennó e a todos os outros da secretaria de sensoriamento remoto pelo fundamental acolhimento em vários momentos.

Aos colegas de turma e aos pesquisadores que lecionaram durante o curso de sensoriamento remoto (2006) pela companhia e pelos conhecimentos compartilhados.

A todas as pessoas que, direta ou indiretamente, contribuíram na realização deste trabalho.



## RESUMO

A conversão de números digitais (NDs) de imagens orbitais em quantidades físicas relacionadas à superfície terrestre é dependente de fiel caracterização atmosférica, a qual tem sido realizada com medidas obtidas por balões meteorológicos ou por fotômetros solares posicionados em superfície. Recentemente, alguns sensores orbitais vêm produzindo dados que também permitem caracterizar a atmosfera, como os oferecidos pelo MODIS. Neste trabalho, valores de Fatores de Refletância Bidirecional de superfície (FRBs) determinados em campo foram comparados com aqueles estimados a partir de imagens TM/Landsat-5 utilizando-se modelos de transferência radiativa (MTR), sendo que os dados de entrada destes modelos referentes à caracterização da atmosfera foram estimados a partir do emprego de um fotômetro solar CIMEL e de produtos atmosféricos MODIS. Na faixa espectral do visível, as estimativas de FRB realizadas com as caracterizações MODIS foram sempre melhores que as realizadas com dados do fotômetro solar CIMEL. Os RMSE encontrados utilizando-se o MTR 5s para as caracterizações com o fotômetro solar CIMEL foram de 0,0316 (TM1), 0,0237 (TM2) e 0,0218 (TM3) e para as caracterizações com dados MODIS (em média) foram de 0,0246 (TM1), 0,0217 (TM2) e (0,0206) TM3. Nas faixas espectrais do infravermelho próximo e médio, os valores de FRB estimados com dados MODIS se confundem àqueles obtidos com o fotômetro CIMEL. Utilizando-se o MTR 5s, para a caracterização CIMEL os RMSE encontrados foram 0,0410 (TM4), 0,0614 (TM5) e 0,0433 (TM7) e para as caracterizações com dados MODIS (em média) foram de 0,0442 (TM4), 0,0654(TM5) e 0,0451 (TM7). Os resultados demonstraram que os dados MODIS são aplicáveis na conversão de dados orbitais para valores de FRB de superfície.



## **ORBITAL RADIOMETRIC DATA CONVERSION THROUGH DIFFERENT ATMOSPHERIC CHARACTERIZATION METHODOLOGIES**

### **ABSTRACT**

The conversion of digital numbers (DN) of orbital images to physical quantities of the Earth surface is dependent on a good atmospheric characterization, which has been performed through the use of data collected by meteorological balloons or by sun photometers positioned at the surface. Recently some orbital sensors have generated useful data that can be utilized in this characterization like those generated by the sensor MODIS. Here, surface Bidirectional Reflectance Factors (BRF) estimated from field data were compared to those calculated from TM/Landsat-5 images converted through radiative transfer codes. The input data to run these codes were estimated considering two different sources: a sun photometer and the MODIS sensor. In the visible region the BRF estimated by MODIS data were always quite similar to those based on the sun photometer. The RMSE values determined using MTR 5S based on the sun photometer data were 0.0316 (TM1), 0.0237 (TM2) and 0.0218 (TM3) and for those based on MODIS data 0.0246 (TM1), 0.0217 (TM2) e (0.0206) TM3. In the NIR and SWIR spectral regions, the BRF values estimated through MODIS data were also quite similar to those calculated through solar photometer data. Applying MTR 5S to the sun photometer the RMSE values were 0.0410 (TM4), 0.0614 (TM5) and 0.0433 (TM7); and 0.0442 (TM4), 0.0654(TM5) and 0.0451 (TM7) to the characterizations performed through MODIS data. The results have indicated that the MODIS data can be used to convert the DN into surface BRF.





## SUMÁRIO

**Pág.**

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

LISTA DE SÍMBOLOS

1 INTRODUÇÃO .....	25
1.1 Hipótese.....	27
1.2 Objetivos .....	27
1.2.1 Objetivo geral.....	27
1.2.2 Objetivos específicos.....	27
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	29
2.1 Sensoriamento remoto orbital e o acesso a parâmetros físicos de superfície.....	29
2.2 Influências atmosféricas.....	35
2.2.1 Massa óptica de ar e Lei de Beer-Bouguer-Lambert.....	36
2.2.2 Constituição atmosférica e sua modelagem .....	41
2.2.3 Profundidade óptica espectral relacionada ao espalhamento atmosférico .....	47
2.2.4 Profundidade óptica espectral relacionada à absorção por gases atmosféricos .....	51
2.3 A necessidade de correção atmosférica e soluções freqüentemente utilizadas.....	53
2.4 Fontes de dados para caracterização atmosférica.....	57
2.4.1 Caracterização com fotômetro solar (CE317/CIMEL) .....	57
2.4.2 Caracterização com sensor remotamente situado (MODIS/Terra) .....	61
2.5 Aplicativos de correção atmosférica .....	67
3 MATERIAL E MÉTODOS .....	69
3.1 Considerações Gerais .....	69
3.2 Área de estudo.....	70
3.3 Aquisição de dados em campo .....	71
3.4 Obtenção de FRBs de superfície de imagens TM/Landsat-5 .....	73
3.4.1 Transformação das imagens originais em imagens FRBa( $\Delta\lambda$ ).....	73
3.4.2 Correção Atmosférica .....	76
3.4.2.1Caracterização atmosférica: fotômetro solar CE317/CIMEL .....	77
3.4.2.2Caracterização atmosférica: produtos atmosféricos MODIS/Terra .....	82
3.4.3 Aplicação dos Modelos de Transferência Radiativa .....	89
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	91
4.1 Considerações gerais.....	91
4.2 Visível: bandas TM1 (centrada em 485nm), TM2 (569nm) e TM3 (658nm).....	97
4.3 Infravermelho próximo, banda TM4 (840nm) e infravermelho médio, bandas TM5 (1676nm) e TM7 (2222nm).....	108

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	117
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	119

## LISTA DE FIGURAS

2.1 – (a) Condição de aquisição ideal para acesso a parâmetro físico associado à superfície: o alvo, de comportamento isotrópico, é iluminado pelo Sol sob ângulo zenital $\theta_z$ e observado sob ângulo zenital $\theta_s$ . (b) Condição prática de aquisição, na qual a geometria de aquisição é análoga à condição (a), não obstante, o alvo não possui comportamento isotrópico e a atmosfera influencia a REM nos trajetos Sol-alvo e alvo-sensor.....	30
2.2 - Irradiância solar espectral medida no topo da atmosfera (curva vermelha) e irradiância solar espectral medida ao nível do mar (curva azul).....	35
2.3 – Massas ópticas de ar.....	37
2.4 - Descrição dos componentes atmosféricos que afetam os sinais do sensoriamento remoto na faixa espectral de 400-2500nm, conforme a variação de altitude. As altitudes são referentes a uma atmosfera de latitudes médias. ....	43
2.5 – Constituintes atmosféricos e impactos nas faixas espectrais das bandas TM/Landsat-5. Os impactos são apresentados em valores percentuais ou em valores absolutos. As setas ascendentes indicam impacto de aumento nos valores de reflectância e as descendentes, impactos de queda nesses valores.....	44
2.6 – Comportamentos de espalhamentos segundo o diâmetro médio das partículas.....	49
2.7 – Transmitância espectral de aerossóis em função dos parâmetros de Ångström $\alpha$ e $\beta$ .....	50
2.8 – Linhas de absorção de CO <sub>2</sub> referentes à banda de absorção de 15 $\mu$ m. O posicionamento espectral é apresentado em número de onda ( $\lambda^{-1}$ ).....	51
3.1 - Fluxograma sintético da metodologia e da estratégia de comparação dos FRBs obtidos.....	70
3.2 - Localização da área de estudo. A composição colorida compreende as bandas 3, 2 e 1 do sensor TM/Landsat-5. A imagem é de 20 de junho de 2007.....	71
3.3 – a) Pasto utilizado para a realização das medições; b) representação esquemática da amostragem: círculos verdes indicam onde as medidas foram realizadas. As distâncias são apresentadas em metros (m); e c) delimitação do pasto na imagem TM/Landsat-5 empregada (composição colorida com as bandas 3, 2 e 1). ....	72
3.4 – Gráficos e os respectivos coeficientes $a$ e $b$ utilizados na calibração de Langley e determinação da $\tau_{(\Delta\lambda)}$ . ....	79
3.5 – Gráfico de Langley modificado e os respectivos coeficientes $a$ e $b$ na determinação de $V_{0(\Delta\lambda)}$ e $T_{g(\Delta\lambda)}$ . ....	81
3.6 - Janelas 30km x 30km representadas nos produtos $\tau_{a(\Delta\lambda)}$ MODIS estudados: a localização do pasto é sinalizada com um círculo preto no pixel de interesse. O cálculo das médias de $\tau_{a(\Delta\lambda)}$ para ambas as janelas não incluiu os valores nulos de $\tau_{a(\Delta\lambda)}$ . ....	86
4.1 - Curvas de FRB. Em cada gráfico: a curva rotulada como “CAMPO” foi obtida do valor médio de FRB calculado com as 66 amostras coletadas em campo; a curva “CIMEL” foi obtida da média dos pixels da imagem TM/Landsat-5 corrigida atmosféricamente utilizando-se a caracterização do fotômetro solar CIMEL; a curva “MODIS” foi obtida da correção utilizando-se a caracterização MODIS especificada ao topo do gráfico; e a curva “FRBa” representa o valor médio de Fator de Refletância Bidirecional aparente. Nestes gráficos são apresentados	

apenas os FRB resultantes da aplicação das caracterizações da Alternativa 1 utilizando-se o aplicativo SCORADIS.....	92
4.2 - Curvas de FRB. Em cada gráfico: a curva rotulada como “CAMPO” foi obtida do valor médio de FRB calculado com as 66 amostras coletadas em campo; a curva “CIMEL” foi obtida da média dos pixels da imagem TM/Landsat-5 corrigida atmosféricamente utilizando-se a caracterização do fotômetro solar CIMEL; a curva “MODIS” foi obtida da correção utilizando-se a caracterização MODIS especificada ao topo do gráfico; e a curva “FRBa” representa o valor médio de Fator de Refletância Bidirecional aparente. Nestes gráficos são apresentados apenas os FRB resultantes da aplicação das caracterizações da Alternativa 1 utilizando-se o aplicativo 6S. ....	93
4.3 - Curvas de FRB. Em cada gráfico: a curva rotulada como “CAMPO” foi obtida do valor médio de FRB calculado com as 66 amostras coletadas em campo; a curva “CIMEL” foi obtida da média dos pixels da imagem TM/Landsat-5 corrigida atmosféricamente utilizando-se a caracterização do fotômetro solar CIMEL; a curva “MODIS” foi obtida da correção utilizando-se a caracterização MODIS especificada ao topo do gráfico; e a curva “FRBa” representa o valor médio de Fator de Refletância Bidirecional aparente. Nestes gráficos são apresentados apenas os FRB resultantes da aplicação das caracterizações da Alternativa 1 utilizando-se o aplicativo FLAASH. ....	94
4.4 – Comparação gráfica dos RMSE obtidos por caracterizações da Alternativa 1 e Alternativa 2 (AOD) utilizando-se os aplicativos SCORADIS e 6S.....	99
4.5 – Representação gráfica dos <i>Root Mean Square Errors</i> (RMSE) obtidos para a faixa espectral do visível, empregando-se a Alternativa 1 (VIS).....	104
4.6 – Gráficos de dispersão das bandas TM1, TM2 e TM3 obtidos para as caracterizações CIMEL e MODIS/PNIR, utilizando-se a Alternativa 1 (VIS) de caracterização de aerossóis.....	106
4.7 – Representação gráfica dos RMSE obtidos nas faixas espectrais do infravermelho próximo e médio, empregando-se a Alternativa 1 (VIS). ....	110
4.8 – Gráficos de dispersão das bandas TM4, TM5 e TM7 obtidos para as caracterizações CIMEL e MODIS/PNIR, utilizando-se a Alternativa 1 (VIS) de caracterização de aerossóis.....	114



## LISTA DE TABELAS

2.1 – Constituição gasosa atmosférica .....	41
2.2 - Principais características do sensor MODIS/Terra .....	62
3.1 - Valores $L_{\min(\Delta\lambda)}$ e $L_{\max(\Delta\lambda)}$ para bandas espectrais TM/Landsat-5 (imagens adquiridas após 5 de maio de 2003).....	74
3.2 - Valores de irradiância solar média no topo da atmosfera $E_{\text{sol}(\Delta\lambda)}$ para cada banda espectral do TM/Landsat-5.....	75
3.3 - Programa de medidas .....	78
3.4 - Calibração do fotômetro solar.....	79
3.5 - Caracterização Atmosférica com Fotômetro CE317/CIMEL.....	81
3.6 - Dados meteorológicos nas datas de aquisição. ....	82
3.7 - Parâmetros de geometria de aquisição dos dados disponíveis.....	84
3.8 - Produtos MODIS/Terra <sup>(1)</sup> .....	85
3.9 - Caracterizações atmosféricas com MODIS/Terra. ....	89
4.1 – Desvios Padrões. Empregando-se a Alternativa 1 (VIS). ....	96
4.2 - Impactos das alterações na concentração de Ozônio ( $U_{O_3}$ ) <sup>(1)</sup> .....	98
4.3 - <i>Root Mean Square Errors</i> (Alternativas 1 e 2).....	100
4.4 - RMSE (visível). Empregando-se a Alternativa 1 (VIS). ....	103
4.5 – Coeficientes de Pearson e de Spearman. Empregando-se a Alternativa 1 (VIS). ....	107
4.6 – RMSE (infravermelho próximo e médio). Empregando-se Alternativa 1 (VIS). ....	111
4.7 – Coeficientes de Pearson e de Spearman. Empregando-se Alternativa 1 (VIS)....	115



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AERONET	“Aerosol Robotic Network”
AOD	“Aerosol Optical Depth”
ASD	“Analytical Spectral Devices”
CAST	“China Academy of Space Technology”
CBERS	“China-Brazil Earth Resources Satellite”
CFP	“Cold Focal Plane”
5S	“Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum”
DOS	“Dark Object Subtraction”
ETM+	“Enhanced Thematic Mapper Plus”
FLAASH	“Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes”
FOV	“Field of View”
FRB	“Fator de Refletância Bidirecional”
FRBa	“Fator de Refletância Bidirecional Aparente”
FTP	“File Transfer Protocol”
GSFC	“Goddard Space Flight Center”
GPS	“Global Positioning System”
HDF	“Hierarchical Data Format”
HRV	“High Resolution Visible”
INPE	“Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais”
IR	“Infrared (Infravermelho Médio)”
LANDSAT	“Land Satellite”
MTR	“Modelo de Transferência Radiativa”
MODIS	“Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer”
MODTRAN	“Moderate Resolution Transmittance”
NASA	“National Aeronautics and Space Administration”
NDVI	“Normalized Difference Vegetation Index”
ND	“Número Digital”
NIR	“Near Infrared (Infravermelho Próximo)”
PAR	“Photosynthetically Active Radiation”
REM	“Radiação Eletromagnética”
RMSE	“Root Mean Square Error”
SCORADIS	“Sistema de Correção Radiométrica de Imagens de Satélite”
6S	“Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum”
SNR	“Signal Noise to Ratio”
SPOT	“Satellite Pour L’observation de la Terre”
SWIR	“Shortwave-Infrared”
TM	“Thematic Mapper”
TOMS	“Total Ozone Mapping Spectrometer”
USP	“Universidade de São Paulo”
VIS	“Visibilidade”
WMO	“World Meteorological Organization”





## LISTA DE SÍMBOLOS

$\alpha$	“Expoente de Ångström”
$\beta$	“Parâmetro de turbidez de Ångström”
$\gamma$	“Densidade do ar”
$\delta$	“Declinação solar”
$\Delta\lambda$	“Faixa espectral”
$\theta$	“Ângulo zenital”
$\Theta$	“Ângulo de espalhamento”
$\lambda$	“Comprimento de onda”
$\rho$	“Refletância”
$\sigma$	“Desvio padrão”
$\tau$	“Profundidade óptica”
$\varphi$	“Latitude”
$d$	“Distância Sol-Terra”
$d_m$	“Distância média Sol-Terra”
$D_s$	“Fator de correção da distância Sol-Terra”
$E$	“Irradiância”
$h$	“Ângulo horário”
$K$	“Coeficiente de atenuação”
$L$	“Radiância”
$m_r$	“Massa óptica de ar relativa”
$n$	“Dia do ano para a data de aquisição considerada”
$P$	“Pressão atmosférica em superfície”
$S$	“Distância inclinada entre superfície e topo da atmosfera”
$T$	“Transmitância”
$U_{H_2O}$	“Coluna integrada de vapor d`água”
$U_{O_3}$	“Coluna integrada de ozônio”
$V$	“Sinal registrado pelo fotômetro solar”
$V_0$	“Coeficiente de calibração do fotômetro solar”
$x$	“Ângulo de representação do dia”
$Z$	“Distância vertical entre superfície e topo da atmosfera”





## 1 INTRODUÇÃO

O sensoriamento remoto de recursos naturais em nível orbital teve início na década de 70, com o programa norte-americano Landsat (*Land Satellite*). Esta série de satélites proveu a maior e mais contínua cobertura temporal de cenários terrestres, viabilizando diversos estudos ambientais (THOME et al., 1997; TOKOLA et al., 1999; RÖDER et al., 2005). O sucesso desse programa é atribuído principalmente à ênfase dada ao conhecimento das propriedades radiométricas dos sensores utilizados. Esse conhecimento se consolidou a partir de estudos realizados antes e após o lançamento dos satélites, focados na calibração radiométrica (THOME et al., 2004).

Inicialmente, imagens de satélite como as do programa Landsat eram utilizadas com enfoque apenas em atividades de cunho qualitativo como, por exemplo, no mapeamento de recursos terrestres. Tais atividades não exigiam, até então, o conhecimento de uma relação entre os números digitais das imagens (NDs) e a dimensão real da grandeza física envolvida, como também das incertezas associadas à sua determinação. Dessa forma, os procedimentos de calibração radiométrica eram direcionados apenas para a calibração relativa de detectores e para a normalização de bandas. Esses procedimentos mantinham coerência com as aplicações de mapeamento até então desenvolvidas, já que a calibração relativa é um dos aspectos fundamentais para a consistência estatística dos números digitais de uma imagem (DINGÛIRARD e SLATER, 1999).

Durante as décadas de 70 e 80, iniciou-se grande discussão científica voltada à definição de maneiras mais convenientes para medição de radiação eletromagnética (REM), visando a posterior comparabilidade de valores medidos por diferentes sensores orbitais. Foram consolidados, então, conceitos relacionados à espectrorradiometria de campo, como, por exemplo, aqueles relacionados ao de fator de refletância bidirecional (FRB). Radiômetros que atuavam em bandas espectrais similares àquelas dos sensores situados remotamente passaram a ser desenvolvidos e disponibilizados no mercado (DUGGIN, 1985; MILTON, 1987), motivando a realização de novos estudos explorando a transformação dos NDs das imagens em valores de parâmetros físicos. Aos poucos, a

calibração absoluta de sensores situados remotamente ganhou destaque e familiaridade entre os pesquisadores envolvidos com a aplicação das técnicas de sensoriamento remoto. Ainda, a correção atmosférica de dados coletados orbitalmente passou a ter importância especial, considerando não apenas o interesse em aproximar os dados adquiridos remotamente a valores ligados à superfície, como também à necessidade de atualização dos coeficientes de calibração absoluta em vôo. Essa atualização possibilita não só a aplicação de dados coletados orbitalmente em estudos de cunho mais quantitativo, como também permite avaliar, sob ponto de vista de engenharia, o funcionamento dos sensores ao longo do tempo.

Dentre os vários métodos de calibração absoluta em vôo utilizados, o método da refletância foi o que mais se disseminou. Biggar et al. (1994) e Thome (2001) enumeram as seguintes fontes de incertezas para esse método: seleção dos NDs corretos na imagem, dados de geometria de aquisição, caracterização de superfície e caracterização atmosférica, como também o modelo de transferência radiativa empregado. Biggar et al. (1994) analisaram as incertezas associadas a esse método para faixa espectral situada no visível (faixa do verde), correspondente às bandas TM2 (TM/Landsat-5) e XS1 (HRV/Spot-5). Os resultados demonstraram que a incerteza total para o cálculo da radiância de superfície ( $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ ), estimada em 5% ( $1\sigma$ ), a estimativa das influências atmosféricas é a que mais contribui, com valores que chegam a ultrapassar os 4% ( $1\sigma$ ).

A estimativa consistente das influências atmosféricas é favorecida com uso de técnicas de correção atmosférica fundamentadas em modelos de transferência radiativa e com a utilização de dados de caracterização atmosférica mais precisos e com suas incertezas conhecidas.

Dados de caracterização atmosférica são coletados de dois modos: em campo, com o auxílio de equipamentos como os fotômetros solares e as radiossondas (SCHMID et al., 1996); ou mais recentemente, através de sensores remotamente situados, como por exemplo o MODIS/Terra, o qual possui 26 bandas espectrais que permitem a geração de

informações atmosféricas (KING et al., 2003). A possibilidade de utilização de dados de caracterização atmosférica adquiridos por sensores orbitais como alternativa às fontes mais convencionais (fotômetros e radiossondas) sugere maior praticidade e economia na correção de imagens orbitais.

Neste sentido, este trabalho tem como objetivo comparar duas metodologias de caracterização atmosférica visando a conversão de dados orbitais em valores físicos (FRB).

## **1.1 Hipótese**

Dados provenientes dos produtos atmosféricos do sensor MODIS podem ser utilizados na caracterização atmosférica em trabalhos que envolvem a conversão de dados orbitais em valores físicos.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo Geral**

Avaliar duas metodologias alternativas de caracterização da atmosfera (fotômetro solar CIMEL e sensor MODIS/Terra) visando a conversão de dados orbitais em FRBs de superfície.

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

- 1) Coletar e processar de dados radiométricos obtidos em campo visando o cálculo de valores de FRB de superfície (referência);
- 2) Converter dados TM/Landsat-5 em valores de FRB aparente e posteriormente corrigir esses dados atmosféricamente utilizando duas alternativas distintas de caracterização atmosférica (fotômetro solar CIMEL e sensor MODIS/Terra), visando a obtenção de FRBs de superfície.

- 3) Investigar a similaridade entre os dados de FRBs de superfície coletados em campo e aqueles estimados com dados orbitais do sensor TM/Landsat-5, por intermédio de gráficos e medidas estatísticas (médias e correlações).



## **2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

Inicialmente, é apresentada uma visão geral do sensoriamento remoto e de variáveis que cercam a determinação de um parâmetro físico associado à superfície (seção 2.1). Em seguida (seção 2.2), faz-se uma exposição de fórmulas e conceitos relacionados especificamente à determinação de influências atmosféricas. Uma breve discussão sobre a necessidade de correção dessas influências atmosféricas, com a apresentação de algumas soluções frequentemente empregadas, é realizada em seguida (seção 2.3). Finalmente, são abordadas as duas fontes de caracterização atmosférica (seção 2.4) e os aplicativos de correção atmosférica (seção 2.5) utilizados nesta dissertação.

### **2.1 Sensoriamento remoto orbital e o acesso a parâmetros físicos de superfície**

O sensoriamento remoto é fundamentado nos processos de interação que ocorrem entre a radiação eletromagnética (REM) e o alvo do qual se deseja extrair alguma informação.

A radiação emitida pelo Sol é constituída por “qualidades” diferentes de REM. Essa diferenciação se dá por um critério fundamentado no modelo ondulatório que discrimina a REM em comprimentos de onda  $\lambda$  diferentes, ou seja, por um critério de discriminação espectral (PONZONI et al., 2007). As “qualidades” diferentes de REM estão presentes em proporções distintas no fluxo de REM emitido pelo Sol. Essas proporções são modificadas quando esse fluxo interage com a superfície terrestre. Tais modificações se devem às propriedades de reflexão, transmissão e absorção da superfície, as quais variam espectralmente. Essas três propriedades permitem associar grandezas físicas espectrais à superfície terrestre.

Sensores situados remotamente, que operam na faixa do espectro solar reflexivo (250–4000nm), atuam registrando parte da REM refletida pela superfície terrestre. Fraser (1975) e Vermote et al. (1997) salientam que, antes desse registro, ocorrem influências atmosféricas nos trajetos Sol-superfície e superfície-sensor.

Em muitos estudos, o acesso à informação desejada é dependente da conversão dos dados registrados em grandezas físicas. A Figura 2a apresenta uma condição considerada ideal para esse fim, onde: (i) a quantidade de REM que o Sol irradia sobre o alvo em estudo é conhecida com exatidão e não sofre influências no trajeto fonte-alvo; (ii) o alvo do qual se deseja retirar uma informação tem comportamento isotrópico (ou também conhecido como Lambertiano devido à sua formulação ter sido proposta por Lambert), ou seja, espalha a REM incidente uniformemente em todas as direções, independentemente da geometria de iluminação; (iii) a REM espalhada pelo alvo na direção de observação não sofre influências até ser registrada pelo sensor e (iv) o sensor mantém coeficientes de calibração absoluta acurados e permanentes.

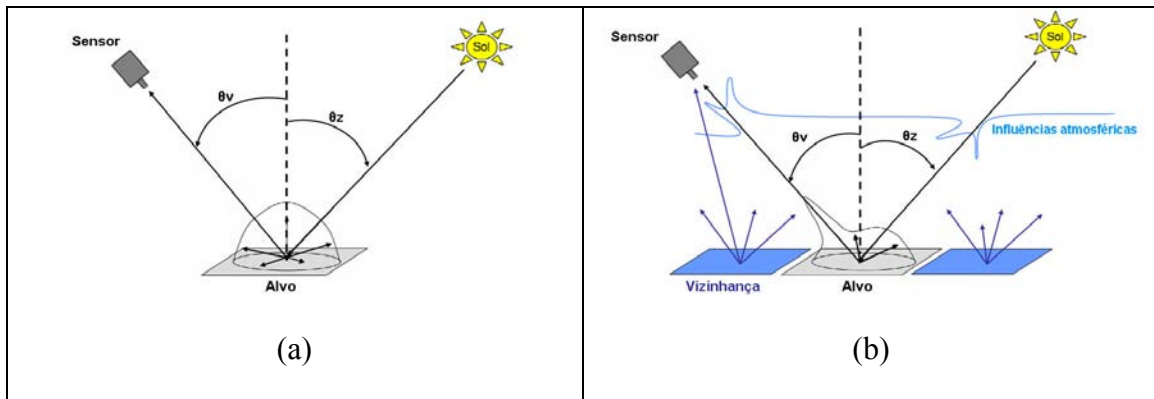


Figura 2.1 – (a) Condição de aquisição ideal para acesso a parâmetro físico associado à superfície: o alvo, de comportamento isotrópico, é iluminado pelo Sol sob ângulo zenital  $\theta_z$  e observado sob ângulo zenital  $\theta_s$ . (b) Condição prática de aquisição, na qual a geometria de aquisição é análoga à condição (a), não obstante, o alvo não possui comportamento isotrópico e a atmosfera influencia a REM nos trajetos Sol-alvo e alvo-sensor.

Fonte: adaptado de Liesenberg (2004)

Se todas essas condições forem satisfeitas, em qualquer época de aquisição, o acesso à propriedade física “refletância espectral de superfície”, por exemplo, é realizado simplesmente com a aplicação da Equação 2.1.

$$FRB_{s(\lambda)} = FRB_{a(\lambda)} = \frac{\pi \cdot L_{s(\lambda)}}{E_{0(\lambda)} \cdot \cos(\theta_z) \cdot D_s} \text{ [adimensional]} \quad (2.1)$$

onde  $FRB_{s(\lambda)}$  (Fator de Refletância Bidirecional de Superfície) é uma estimativa do parâmetro refletância de superfície  $\rho_{s(\lambda)}$ ;  $FRB_{a(\lambda)}$  é o Fator de Refletância Bidirecional Aparente (calculado no topo da atmosfera);  $\pi$  (sr) representa o valor do ângulo sólido associado ao alvo iluminado;  $L_{s(\lambda)}$  é a radiância espectral ( $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ ) que representa a quantidade de REM espalhada pelo alvo na direção do sensor;  $E_{0(\lambda)}$  a irradiância solar espectral ( $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$ ) no topo da atmosfera;  $\cos(\theta_z)$  (adimensional) o cosseno do ângulo solar zenital; e  $D_s$  (adimensional) é o fator de correção da distância Sol-Terra. A Equação 2.1 demonstra que o valor de  $FRB_{s(\lambda)}$  é exatamente o valor registrado pelo sensor  $FRB_{a(\lambda)}$ .

Na prática, as condições encontradas no sensoriamento remoto orbital se assemelham às da Figura 2b. (i) O fluxo de REM, representado aqui pela medida de irradiância espectral  $E_{\lambda(0)}$ , sofre influências atmosféricas no trajeto Sol-superfície (FRASER, 1975; VERMOTE et al., 1997). Essas influências atmosféricas são distintas em diferentes aquisições e variam de acordo com as diferentes constituições atmosféricas e com as diferentes geometrias de iluminação encontradas em cada aquisição; (ii) o espalhamento de REM pelo alvo não é isotrópico, sendo dependente das características do alvo e da geometria de aquisição; (iii) a REM espalhada pelo alvo na direção de observação sofre influências atmosféricas no trajeto superfície-sensor (FRASER, 1975; VERMOTE et al. 1997). Analogamente ao trajeto Sol-superfície, essas influências atmosféricas também são distintas em aquisições diferentes. Somado a isso, a vizinhança pode “contaminar” a REM espalhada pelo alvo (efeito de adjacência) e (iv) os coeficientes de calibração absoluta do sensor podem estar desatualizados, já que o sensor se deteriora durante sua vida útil (DINGÜIRARD e SLATER, 1999; PONZONI et al. 2007).

Este caso revela de maneira simplificada as variáveis que cercam o problema de determinação de uma grandeza física associada à superfície, por exemplo,  $\rho_{s(\lambda)}$ . Se todas essas variáveis não forem consideradas, a caracterização espectral da superfície pode ser comprometida. Da mesma forma, estudos nos quais se estabelecem relações entre dados radiométricos das imagens com parâmetros biofísicos ou geofísicos, podem ser igualmente comprometidos.

Algumas aproximações têm sido utilizadas e constantemente aperfeiçoadas para considerar os efeitos das variáveis apresentadas na Figura 2b. Elas se manifestam ainda na fase de concepção do sistema sensor e se estendem a modelos matemáticos de correções específicas, implementados a partir de algoritmos computacionais.

Durante décadas a aquisição de dados em nível orbital privilegiou as situações de visadas verticais, limitando de alguma forma a exploração das características anisotrópicas dos objetos existentes na superfície terrestre. Mesmo nessas situações, determinadas geometrias de aquisição de dados e condições de relevo contribuem para que a anisotropia influencie a caracterização espectral de alvos. Por exemplo, alvos com mesma natureza podem assumir comportamentos espectrais distintos dentro de uma mesma imagem. Estudos têm se dedicado a determinar condições de aquisição de dados que limitem o efeito da anisotropia dos alvos (SMITH et al., 1980), à modelagem de comportamentos anisotrópicos (RAHMAN et al. 1998) e à correção de influências do relevo na caracterização espectral de alvos (RICHTER, 1997).

Sensores orbitais são calibrados absolutamente em laboratório antes do lançamento (Thome et al. 1997). Entretanto, processos de deterioração fazem com que a sensibilidade espectral dos sensores à REM se altere durante sua vida útil. Dessa forma, a calibração absoluta, realizada antes do lançamento deve ser freqüentemente atualizada. Alguns sensores contam com instrumentos que monitoram suas alterações de sensibilidade, como o TM/Landsat-5 e o ETM+/Landsat-7 (BARKER, 1994; MARKHAM et al. 2003). Os dados produzidos por esses instrumentos são utilizados para corrigir as alterações de sensibilidade mencionadas. Não obstante, esses instrumentos também estão sujeitos a processos de deterioração. Dessa forma, diversas metodologias de calibração absoluta em vôo foram desenvolvidas (SLATER et al., 1987; TEILLET et al., 2001; RODÈR et al., 2005).

A calibração absoluta em vôo pelo método da refletância é a metodologia mais empregada, cujos dados utilizados são obtidos em campo com espectrorradiômetros. Biggar et al. (1994) analisaram as incertezas associadas a esse método para faixa

espectral do visível (faixa do verde), correspondente às bandas TM2 (TM/Landsat-5) e XS1 (HRV/Spot-5). Os resultados demonstraram que a incerteza total dessa modalidade de calibração na estimativa de radiância de superfície ( $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ ), calculada para um desvio padrão unitário ( $1\sigma$ ), pode atingir 5% na faixa espectral do verde.

Thome et al. (1997) reproduziram o estudo de incertezas do método da refletância para bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho médio do sensor TM/Landsat-5. Esses autores encontraram incertezas de 5% ( $1\sigma$ ) em bandas do visível e infravermelho próximo e complementam que as incertezas nas bandas espectrais do infravermelho médio são, em média, 50% maiores que nas duas outras faixas. É necessário salientar que essas incertezas são alcançadas na época de realização dos estudos, e que podem sofrer grandes alterações na medida em que a aquisição estudada se distancia temporalmente da data de calibração.

Com o intuito de analisar essas alterações, dados de alvos pseudo-invariantes, concernentes a várias campanhas de calibração do sensor TM/Landsat-5, têm sido estudados e utilizados no desenvolvimento de modelos matemáticos que visam estimar alterações de sensibilidade desse sensor (CHANDER e MARKHAM, 2003; CHANDER et al., 2007). Thome et al. (1997) realizaram estudos de estabilidade dos coeficientes de calibração do sensor TM e chegaram à conclusão que, apesar das bandas TM do infravermelho médio induzirem a maiores incertezas (em função das incertezas inerentes à correção de absorção por vapor d'água), as bandas do visível (em especial TM1 e TM2), apresentaram alterações temporais de sensibilidade maiores que as outras bandas.

Especificamente para o caso do sensor TM/Landsat-5, Teillet et al. (2004) realçam que, além das incertezas provenientes do procedimento de calibração absoluta, as bandas TM5 e TM7 estão sujeitas a incertezas adicionais estimadas em 3%, provenientes da formação periódica de uma fina camada de gelo no *Cold Focal Plane* (CFP), ou plano focal resfriado, único plano focal que possui controle térmico, no qual estão posicionados os detectores dessas bandas espectrais.

Na concepção de projeto de um sensor destinado a recuperar parâmetros físicos associados à superfície, bandas espectrais são posicionadas estrategicamente em faixas espectrais menos sujeitas a influências atmosféricas por absorção (nas chamadas janelas atmosféricas). Por exemplo, as bandas espectrais do TM/Landsat-5 (ver Tabela 3.2, seção 3.4). Mesmo com esses cuidados, determinadas influências atmosféricas não são evitadas. Moran et al. (1992) apresentam uma equação simplificada para mitigação de influências atmosféricas e cálculo do  $FRB_{s(\lambda)}$ :

$$FRB_{s(\lambda)} = \frac{\pi}{T_{g,\theta'(\lambda)}} \left( \frac{L_{a(\lambda)} - L_{p(\lambda)}}{T_{g,\theta z(\lambda)} \cdot E_{0(\lambda)} \cdot \cos(\theta z) \cdot D_s + E_{d(\lambda)}} \right) [\text{adimensional}] \quad (2.2)$$

onde  $L_{a(\lambda)}$  ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ ) é a radiância espectral total registrada pelo sensor;  $L_{p(\lambda)}$  é a radiância espectral retroespalhada pela atmosfera na direção do sensor;  $T_{g,\theta z(\lambda)}$  e  $T_{g,\theta v(\lambda)}$  (adimensionais) representam as transmitâncias espectrais atmosféricas nos trajetos Sol-alvo e alvo-sensor, respectivamente; e  $E_{d(\lambda)}$  a irradiância espectral resultante de difusão atmosférica.

Nas equações apresentadas até aqui, o índice  $\lambda$  refere-se a uma faixa espectral muito estreita. Quando a referência for a uma faixa ou banda espectral, será adotado o índice  $\Delta\lambda$ .

A Equação 2.2 é um modelo simplificado na tentativa de mitigação de influências atmosféricas. Nesse aspecto, é necessário salientar que o estado da arte na modelagem e mitigação das influências atmosféricas se manifesta nos chamados modelos de transferência radiativa (MTR), discutidos com maior detalhamento à frente (ver seção 2.5). A próxima seção (2.2) é dedicada à descrição com maior profundidade das influências atmosféricas no sensoriamento remoto orbital e apresentará conceitos relacionados ao cálculo dessas influências.

## 2.2 Influências atmosféricas

Em condições de céu livre de nuvens, as influências atmosféricas decorrem da absorção e do espalhamento causados por gases e aerossóis (SLATER et al., 1983). Chavez (1988) acrescenta que a REM sofre, também, o fenômeno da refração no meio atmosférico. Hu et al. (2001) assinalam que influências de absorção e espalhamento por gases e aerossóis são dependentes do  $\lambda$ . Essa realidade cria a possibilidade de inferir a “composição atmosférica”, por exemplo, através de fotômetros solares, com bandas posicionadas em faixas espectrais estratégicas (ver seção 3.4.2.1). Na Figura 2.2, é possível constatar essa “dependência espectral”.

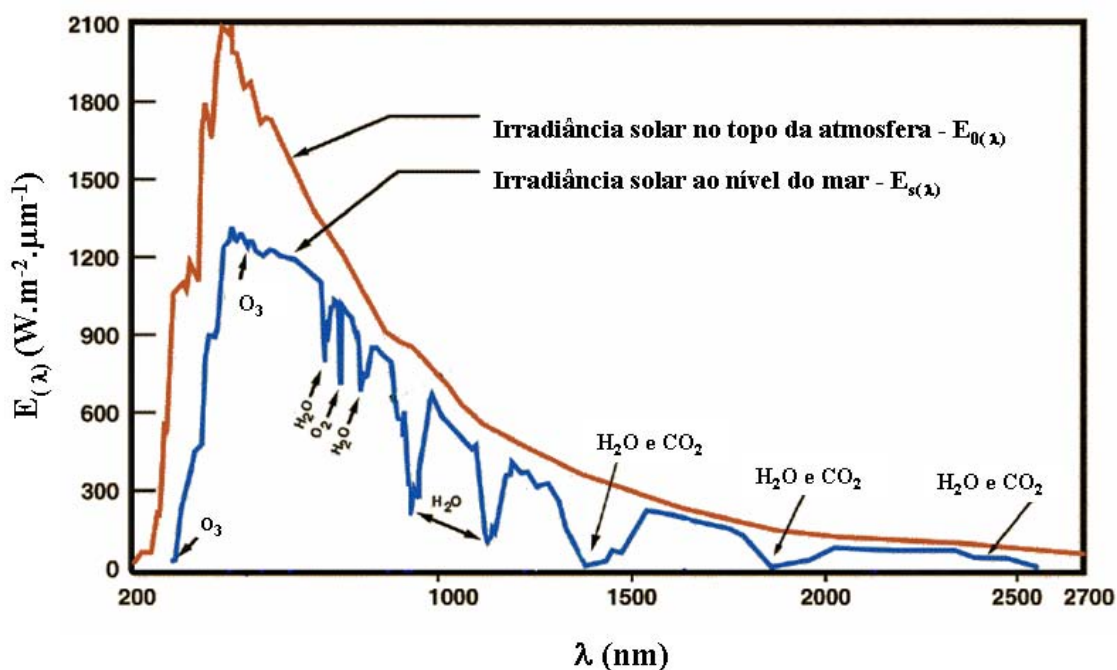


Figura 2.2 - Irradiância solar espectral medida no topo da atmosfera (curva vermelha) e irradiância solar espectral medida ao nível do mar (curva azul).  
Fonte: adaptado de Answers (2007).

A linha vermelha representa a quantidade de irradiância solar espectral  $E_{0(\lambda)}$  medida no topo da atmosfera na faixa espectral de 200-2700nm. A Tabela 3.2 (seção 3.4.1) apresenta, por exemplo, as irradiâncias medidas no topo da atmosfera nas faixas espectrais das bandas do sensor TM/Landsat-5. A linha azul, por sua vez, indica a

irradiância solar espectral  $E_{s(\lambda)}$  medida na superfície terrestre, na qual é perceptível a atenuação causada pela influência atmosférica no trajeto Sol-superfície.

Segundo Iqbal (1983), a intensidade da atenuação atmosférica numa determinada faixa espectral  $\Delta\lambda$  é função de duas características principais: (i) dos tipos de gases e aerossóis que interagem nessa faixa espectral  $\Delta\lambda$ ; e (ii) da quantidade desses gases e aerossóis presentes no caminho atmosférico atravessado pela REM na situação em estudo. Conhecer essas duas características para uma determinada faixa espectral  $\Delta\lambda$  significa caracterizar a atmosfera nessa faixa espectral. O ato de caracterizar a atmosfera é realizado através da atribuição de valores para grandezas físicas adequadas a este fim. Determinados os valores dessas grandezas, leis importantes que as relacionam, como a Equação de Beer-Bouguer-Lambert, podem oferecer soluções simplificadas ao problema de determinação da atenuação atmosférica na faixa do espectro solar reflexivo.

Para simplificar a exposição de conceitos, a descrição das influências atmosféricas prosseguirá em duas seções. Primeiramente (seção 2.2.1), serão apresentadas a grandeza física massa óptica de ar e a lei de Beer-Bouguer-Lambert. A lei de Beer-Bouguer-Lambert introduzirá o cálculo da transmitância espectral da radiação solar, em função da massa óptica de ar e da profundidade óptica espectral. A partir daí (seção 2.2.2), é realizada uma exposição mais detalhada dos constituintes atmosféricos (gases e aerossóis), com atenção especial para conceitos relacionados às profundidades ópticas espectrais de espalhamento e absorção (seções 2.2.3 e 2.2.4), resultantes da presença dos constituintes atmosféricos considerados.

### **2.2.1 Massa óptica de ar e Lei de Beer-Bouguer-Lambert**

Primeiramente, definir-se-á a massa óptica de ar vertical, grandeza física relacionada à quantidade de gases e aerossóis que atenua a irradiância solar espectral  $E_{0(\lambda)}$  (ver Figura 2.3a) no trajeto Sol-superfície. Esse cálculo é realizado por intermédio da Equação 2.3.



$$m_{a,z} = \int_0^Z \gamma(z) dz \text{ [Kg.m}^{-2}\text{]} \quad (2.3)$$

onde  $m_{a,z}$  é a massa óptica de ar vertical,  $\gamma$  é a densidade do ar ( $\text{Kg.m}^{-3}$ ) para o comprimento  $dz$  (m).  $Z$  é a distância entre a superfície e o topo atmosférico atravessada pela REM, medida verticalmente. Essa Equação demonstra que a quantidade de gases e aerossóis  $m_{a,z}$  é proporcional à distância  $Z$ .

A Figura 2.3a representa a situação em que a REM incide verticalmente à superfície.

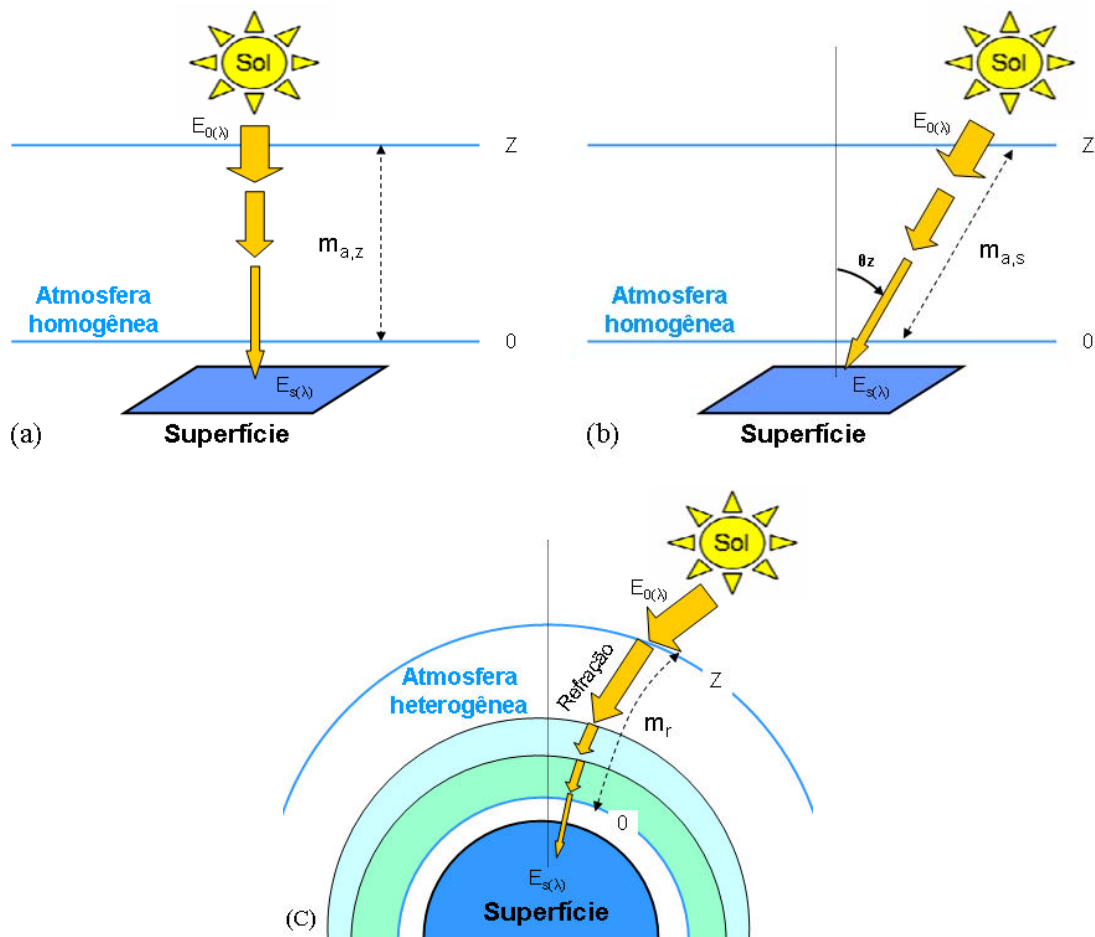


Figura 2.3 – Massas ópticas de ar. Em (a) massa óptica cruzada verticalmente pela REM (atmosfera de densidade homogênea e plano-paralela), em (b) massa óptica inclinada (atmosfera de densidade homogênea e plano-paralela) e (c) massa óptica de uma atmosfera esférica e heterogênea.

Por outro lado, a Figura 2.3b ilustra a situação geral, onde a REM incide em direção inclinada de  $\theta_z$  em relação à vertical. Neste caso, o cálculo da massa óptica de ar é realizado pela Equação 2.4.

$$m_{a,s} = \int_0^S \gamma(s) ds \text{ [Kg/m}^2\text{]} \quad (2.4)$$

onde  $m_a$  é a massa óptica de ar calculada para a direção inclinada.  $S$  é a distância inclinada entre a superfície e o topo atmosférico. Segundo Iqbal (1983), é útil convencionar uma direção padrão para cálculo da quantidade de gases e aerossóis (no caso a vertical) e, para as outras direções, definir a quantidade de gases e aerossóis em relação à direção vertical. Isso é feito através da Equação 2.5.

$$m_r = \frac{\int_0^S \gamma(s) ds}{\int_0^Z \gamma(z) dz} \text{ [adimensional]} \quad (2.5)$$

onde  $m_r$  é a massa óptica de ar relativa (em relação à massa óptica de gases e aerossóis medida na vertical).

Na situação real, a ocorrência e a proporção dos diferentes constituintes atmosféricos variam espacialmente. Somado a isso, a atmosfera tem formato esférico e o ar não é distribuído homogeneamente (a densidade do ar varia com a altitude) e, por esse motivo, a REM sofre refração no percurso até superfície (Figura 2.3c). Segundo Gaut et. al (1975), considerar a atmosfera plana, paralela à superfície e com constituição e densidade homogêneas, visando a determinação da quantidade de REM na superfície terrestre (como nas Figuras 2.3a e 2.3b), é uma suposição razoável em muitas situações. Essa consideração garante maior eficiência computacional. Dessa forma, a Equação 2.5 pode ser reescrita em função do ângulo solar zenital  $\theta_z$  na forma da Equação 2.6.

$$m_r = \sec(\theta_z) \quad [\text{adimensional}] \quad (2.6)$$

onde  $m_r$  é a massa óptica de ar relativa; e  $\sec(\theta_z)$  é a secante do ângulo solar zenital  $\theta_z$ . Os valores determinados por essa Equação perdem acurácia à medida que o ângulo zenital  $\theta_z$  cresce. Por exemplo, erro de 0,25% é cometido para  $\theta_z = 60^\circ$  e para  $\theta_z = 85^\circ$  o erro pode chegar a 10%.

A partir de um conjunto de perfis verticais de densidade da atmosfera e do índice de refração do ar, Kasten (1966) deduziu a Equação 2.7 para cálculo da massa óptica de ar relativa. Ela se refere a um observador posicionado ao nível do mar, para uma atmosfera esférica, heterogênea e com gases totalmente distribuídos abaixo de 8km de altitude.

$$m_r = \frac{P}{[\cos \theta_z + 0,15 \cdot (93,885 - \theta_z)^{-1,253}] \cdot 1013,25} \quad [\text{adimensional}] \quad (2.7)$$

onde  $\theta_z$  é o ângulo solar zenital em graus.  $P$  é a pressão atmosférica local em Hectopascal. Para ângulos solares zenitais até  $86^\circ$ , essa Equação oferece erros inferiores a 0,1% na massa óptica de ar relativa sendo, portanto, mais acurada que a Equação 2.6.

Dimensionada a quantidade de massa de ar atravessada pela REM, é necessário reforçar que cada tipo de constituinte atmosférico (gases e aerossóis) tem características de atenuação espectrais específicas. Essa especificidade se manifesta pela necessidade de determinação de coeficientes de atenuação espectral  $k_\lambda$  em  $(\text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1})$  para cada tipo de constituinte atmosférico. Segundo Liou (1980), quando uma quantidade de REM (por exemplo, uma medida de irradiância solar espectral no topo da atmosfera) incide na direção vertical de um meio homogêneo (idealizando, a atmosfera), a REM que emerge do meio na direção vertical (por exemplo, a medida de irradiância solar espectral que atinge a superfície terrestre) pode ser determinada através da lei de Beer-Bouguer-Lambert, descrita pela Equação 2.8.

$$E_{s(\lambda)} = E_{0(\lambda)} \cdot T_{\text{total}(\lambda)} = E_{0(\lambda)} \cdot e^{-k_{\text{total}(\lambda)} \cdot m_{a,z}} \quad [\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}] \quad (2.8)$$

onde,  $T_{\text{total}(\lambda)}$  é a transmitância espectral total atmosférica (adimensional), resultante do produto das transmitâncias de todos os constituintes atmosféricos (gases e aerossóis) que atenuam a irradiância na faixa espectral de interesse;  $k_{\text{total}(\lambda)}$  um coeficiente de atenuação espectral em ( $\text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$ ) que representaria o efeito de atenuação resultante de todos os constituintes atmosféricos. A Equação 2.8 é uma adaptação para uma condição de incidência vertical de REM no meio atmosférico.

Segundo Liou (1980), o produto  $k_{\text{total}(\lambda)} \cdot m_{a,z}$  (adimensional) é denominado profundidade óptica espectral total  $\tau_{\text{total},z(\lambda)}$  (adimensional) na direção vertical da atmosfera. Por convenção, o fornecimento da profundidade óptica sempre ocorrerá para a direção vertical. Assim, freqüentemente MTRs exigem a profundidade óptica calculada nessa direção.

Em muitas situações, a incidência de REM no topo da atmosfera não ocorrerá verticalmente. Aqui surge a utilidade da massa óptica de ar relativa  $m_r$  (adimensional), ressaltada por Iqbal (1983) e mencionada anteriormente. Se a REM não incide verticalmente na atmosfera, e sim inclinada de  $\theta_z$  (graus) em relação à direção vertical à superfície, pode-se facilmente determinar a profundidade óptica espectral total na direção inclinada  $\tau_{\text{total},s(\lambda)}$  (adimensional), através do produto  $\tau_{\text{total},z(\lambda)} \cdot m_r$  (adimensional). Esta profundidade óptica é comumente denominada “espessura óptica espectral total”.

Iqbal (1983) salienta que a lei de Beer-Bouguer-Lambert pode ser utilizada para representar processos de atenuação resultantes de: (i) espalhamento causado por gases e (ii) absorção e espalhamento causado por aerossóis. Não obstante, essa lei não representa acuradamente atenuações por absorção de gases. Dessa forma, usualmente, algumas aproximações são realizadas para que a simplificada lei exponencial de Beer-Bouguer-Lambert também possa descrever a absorção por gases (ver seção 2.2.4).

## 2.2.2 Constituição atmosférica e sua modelagem

A constituição atmosférica sofre grande variação temporal e espacial (IQBAL, 1983). Para se ter uma idéia geral dessas variações, é conveniente estudá-la a partir de uma composição atmosférica assumida como padrão. A Tabela 2.1, por exemplo, mostra a composição aproximada de uma atmosfera limpa (atmosfera gasosa), determinada com estudos realizados nos Estados Unidos.

Tabela 2.1 – Constituição gasosa atmosférica

Gás	Conteúdo (% em volume)
Nitrogênio (N <sub>2</sub> )	78,08
Oxigênio (O <sub>2</sub> )	20,95
Argônio (Ar)	0,93
Dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> )	0,33
Neônio (Ne)	18,18 x 10 <sup>-4</sup>
Hélio (He)	5,24 x 10 <sup>-4</sup>
Kriptônio (Kr)	1,14 x 10 <sup>-4</sup>
Xenônio (Xe)	0,09 x 10 <sup>-4</sup>
Hidrogênio (H <sub>2</sub> )	0,50 x 10 <sup>-4</sup>
Metano (CH <sub>4</sub> )	1,50 x 10 <sup>-4</sup>
Óxido nitroso (N <sub>2</sub> O)	0,27 x 10 <sup>-4</sup>
Ozônio (O <sub>3</sub> )	0-12 x 10 <sup>-4</sup>
Dióxido de enxofre (SO <sub>2</sub> )	0,01 x 10 <sup>-5</sup>
Dióxido de nitrogênio (NO <sub>2</sub> )	0,01 x 10 <sup>-5</sup>
Amônia (NH <sub>3</sub> )	0,04 x 10 <sup>-5</sup>
Monóxido de carbono (CO)	0,19 x 10 <sup>-4</sup>
Vapor d'água (H <sub>2</sub> O)	0-0,04 x 10 <sup>-4</sup>

Fonte: U.S. Government Printing Office (1976)

Segundo Liou (1980), a quantidade de alguns desses gases pode ser considerada permanente e espacialmente homogênea. Iqbal (1983) salienta, no entanto, que dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), ozônio (O<sub>3</sub>), monóxido de carbono (CO), metano (CH<sub>4</sub>), vapor d'água (H<sub>2</sub>O) e óxido de nitrogênio (N<sub>2</sub>O) são os gases que estão mais sujeitos à heterogeneidade de distribuição espacial e temporal. A variabilidade quantitativa desses gases é resultante, principalmente, das atividades antrópicas (por exemplo, indústrias e agricultura) e dos fenômenos naturais atmosféricos e de superfície presentes no local de estudo e nas suas adjacências.

Liou (1980) descreve que, além de gases, a atmosfera contém partículas líquidas e sólidas em suspensão, conhecidas como aerossóis. Esses constituintes são os que detêm a maior variação espaço-temporal (LIANG et al., 2001). Acerca dessa variabilidade, Levy (2007) complementa que, diferentemente dos gases atmosféricos (moléculas), os aerossóis consistem em uma mistura de partículas de tamanhos, formas, composições e de propriedades físicas, químicas e termodinâmicas distintas.

Do ponto de vista do sensoriamento remoto, determinados gases e aerossóis poderão provocar grandes influências por absorção e espalhamento de REM no percurso Sol-superfície e superfície-sensor, dependendo da faixa espectral em estudo.

Vermote e Vermeulen (1999) analisaram, para latitudes médias, a distribuição vertical de constituintes atmosféricos que mais influenciam na faixa espectral de 400-2500nm (Figura 2.4). Segundo esses autores, a absorção por vapor d'água ( $H_2O$ ) e o espalhamento de Mie por aerossóis troposféricos ocorrem em altitudes inferiores a 3km. O espalhamento de Rayleigh ocorre a partir do nível do mar e se estende até, aproximadamente, 8km de altitude (em média). Aos 23km de altitude, o ozônio ( $O_3$ ) estratosférico provoca sua maior influência na absorção de radiação e, nesse nível, a existência de aerossóis estratosféricos também contribui para o espalhamento de REM. A partir da superfície terrestre, e se estendendo por toda a atmosfera, a existência de oxigênio ( $O_2$ ), dióxido de carbono ( $CO_2$ ) e de gases traço contribui para a absorção de REM. Os itens 2.2.3 e 2.2.4 tratam, especificamente, das influências por espalhamento (Mie e Rayleigh) e por absorção.

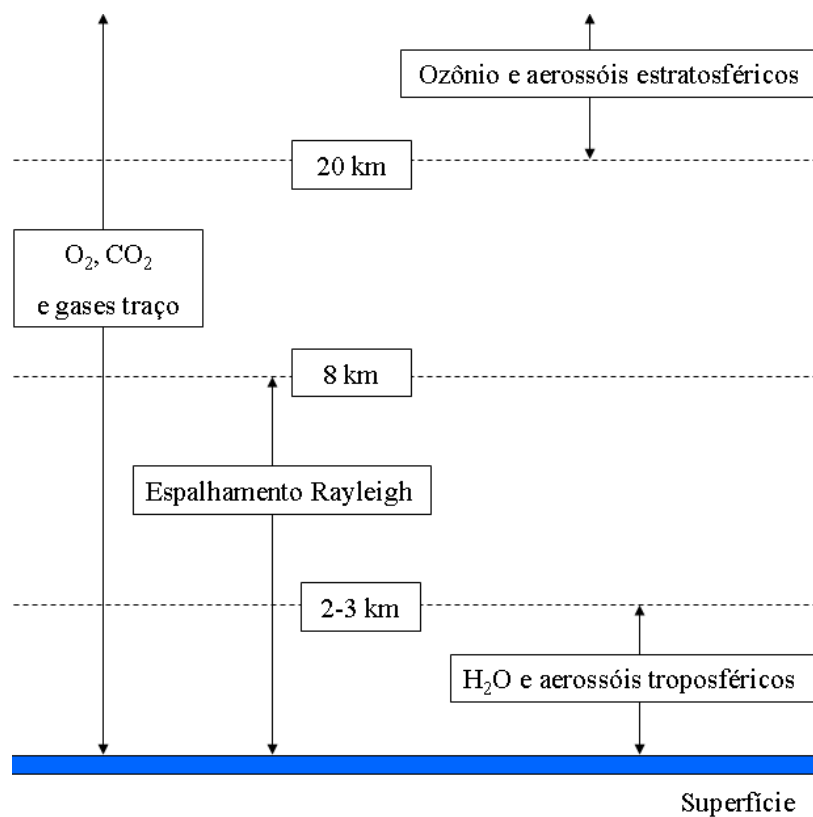


Figura 2.4 - Descrição dos componentes atmosféricos que afetam os sinais do sensoriamento remoto na faixa espectral de 400-2500nm, conforme a variação de altitude. As altitudes são referentes a uma atmosfera de latitudes médias.  
 Fonte: adaptado de Vermote e Vermeulen (1999).

Utilizando-se MTRs, Vermote e Vermeulen (1999) estudaram influências nos valores de  $\rho_{s(\lambda)}$  causadas por variações na concentração dos constituintes atmosféricos interferentes nas faixas espectrais das bandas TM/Landsat-5 (Figura 2.5). É possível notar que a absorção por ozônio (em alteração % de  $\rho_{s(\lambda)}$ ) ocorre nas bandas TM1, TM2 e TM3, com maior impacto na banda TM2. Vapor d'água absorve intensamente nas bandas TM4, TM5 e TM7. Verifica-se ainda que, em unidades absolutas de  $\rho_{s(\lambda)}$ , os impactos no espalhamento Rayleigh sofrem influência das variações médias de relevo, quando se assume que o alvo encontra-se ao nível do mar ( $P = 1013\text{hPa}$ ). Os impactos do espalhamento Rayleigh são maiores nas bandas do visível e infravermelho próximo (TM1, TM2, TM3 e TM4). Da mesma forma, a Figura 2.5 demonstra os impactos (em valores absolutos de  $\rho_{s(\lambda)}$ ) que variações da concentração de aerossóis (visibilidade entre 60-10km) podem causar nas bandas espectrais TM, adotando-se um modelo de

aerossóis continental. É perceptível que as maiores influências por espalhamento de aerossóis ocorrem nas bandas TM1, TM2, TM3 e TM4.

Banda TM	Ozônio 0,247-0,480 [cm/atm]	Vapor d'água 0,5-4,1 [g/cm <sup>2</sup> ]	$\tau$ (Rayleigh) 1013hPa	$\tau$ (Aerossóis) V: 60km-10km Continental
$\rho_1$ 490 ± 60nm	↘ 1,5% a 2,9%	-	↗ 0,064 a 0,08	↗ 0,007 a 0,048
$\rho_2$ 575 ± 75nm	↘ 5,2% a 13,4%	↘ 0,5% a 3%	↗ 0,032 a 0,04	↗ 0,006 a 0,04
$\rho_3$ 670 ± 70nm	↘ 3,1% a 7,9%	↘ 0,5% a 3%	↗ 0,018 a 0,02	↗ 0,005 a 0,034
$\rho_4$ 837 ± 107nm	-	↘ 3,5% a 14%	↗ 0,007 a 0,009	↗ 0,003 a 0,023
$\rho_5$ 1692±178nm	-	↘ 5% a 16%	↗ 0,000 a 0,001	↗ 0,001 a 0,007
$\rho_7$ 2190±215nm	-	↘ 2,5% a 13%	-	↗ 0,001 a 0,004

Figura 2.5 – Constituintes atmosféricos e impactos nas faixas espectrais das bandas TM/Landsat-5. Os impactos são apresentados em valores percentuais ou em valores absolutos. As setas ascendentes indicam impacto de aumento nos valores de reflectância e as descendentes, impactos de queda nesses valores.  
Fonte: adaptado de Vermote e Vermeulen (1999)

Como citado anteriormente, a distribuição de alguns gases atmosféricos pode sofrer grandes variações espaço-temporais. Estas se manifestam através de variações do conteúdo total do constituinte atmosférico considerado (conhecido como coluna total integrada) e da distribuição desse conteúdo na coluna vertical de ar em questão (conhecida como perfil vertical de distribuição).

A dedução da Equação 2.5 de massa óptica de ar relativa (seção 2.2.1) considera um perfil médio de distribuição da densidade do ar, sendo útil em muitas aplicações, como



por exemplo, na caracterização atmosférica utilizando fotômetro solar (seção 2.4.1). Dada à necessidade de maior acurácia, MTRs normalmente permitem ao usuário informar perfis verticais de distribuição e a coluna total integrada de gases atmosféricos. Por exemplo, radiossondagens de vapor d'água, as quais normalmente fornecem os perfis de distribuição vertical e a coluna total integrada desse constituinte atmosférico.

A distribuição espaço-temporal de alguns constituintes atmosféricos é freqüentemente modelada, principalmente com relação aos perfis verticais de distribuição e, em determinados casos, com relação à coluna total integrada. Esses modelos muitas vezes oferecem estimativas pouco acuradas, não obstante, podem suprir a eventual carência de dados de caracterização atmosférica.

Dos constituintes atmosféricos gasosos citados como interferentes na faixa espectral de 400-2500nm, segundo Psiloglou et al. (1995), vapor d'água ( $H_2O$ ) e ozônio ( $O_3$ ) são os que mais absorvem REM.

Iqbal (1983) descreve que a distribuição espacial de ozônio ( $O_3$ ) é pouco variável segundo as longitudes terrestres. Acrescenta ainda que as variações temporais desse constituinte atmosférico são sazonais. Essas características permitiram a criação de modelos de perfil vertical e de coluna total integrada, definidos segundo latitudes geográficas fixas, para cada estação do ano. Nesse aspecto, Liang et al. (2001) evidenciam que efeitos de absorção causados por ozônio ( $O_3$ ) são relativamente fáceis de corrigir.

Modelos semelhantes foram construídos para predizer a distribuição de vapor d'água ( $H_2O$ ). Como esse constituinte atmosférico apresenta distribuição espaço-temporal mais variável quando comparada à distribuição de ozônio ( $O_3$ ), esses modelos estão sujeitos a imprecisões maiores.

Freqüentemente, os modelos de ozônio ( $O_3$ ), vapor d'água ( $H_2O$ ) e a distribuição espaço-temporal de outros gases são considerados num modelo integral, normalmente

denominado “modelo atmosférico”. Por exemplo, cita-se o modelo “Tropical”, que representa um dos modelos atmosféricos disponíveis nos MTRs *MODerate resolution atmospheric TRANsmission 4* (MODTRAN4) (BERK et al., 1998) e *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum* (6S) (VERMOTE et al., 1997).

Devido à maior variabilidade espaço-temporal mencionada anteriormente, os aerossóis costumam ser modelados separadamente de gases atmosféricos. Modelos de aerossóis fornecem ao usuário a opção de configurar a volumetria percentual de malhas (distribuições) de aerossóis eventualmente presentes e a quantidade de aerossóis.

O conhecimento da volumetria percentual de aerossóis é importante para a computação da intensidade das influências de aerossóis em cada banda ou faixa espectral considerada. Frequentemente, as malhas de aerossóis se referem a quatro, determinadas a partir de estudos realizados por WMO (1986). São elas: poeira (*dust*), fuligem (*soot*), aerossóis oceânicos (*oceanic*) e partículas solúveis em água (*water soluble*). Ao admitir unicamente a existência dessas quatro malhas, considera-se que todos os aerossóis encontrados sobre a superfície terrestre podem ser representados por uma combinação percentual dessas malhas. Supõe-se que aerossóis urbanos, por exemplo, têm a seguinte configuração: 17% poeira, 61% partículas solúveis em água, 0% aerossóis oceânicos e 22% fuligem. Para cada uma dessas malhas de aerossóis, o MTR detém propriedades tabuladas, como distribuição de tamanhos dos aerossóis, índice de refração, albedo de espalhamento simples e função fase de espalhamento. Todas essas propriedades são importantes para o cálculo das influências do aerossol considerado na transferência radiativa.

Em se tratando da quantidade de aerossóis, MTRs normalmente permitem que ela seja informada através da profundidade óptica de aerossóis em 550nm  $\tau_{a(550nm)}$  ou por intermédio da visibilidade (VIS), que é um parâmetro mais intuitivo e, não obstante, subjetivo.

Além da determinação de malhas e da quantidade de aerossóis, outra maneira de descrever as influências de um aerossol em cada faixa espectral se dá por intermédio dos parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  de Ångström, os quais serão apresentados na próxima seção (2.2.3).

Na Figura 2.2, por exemplo, a linha de irradiância solar espectral ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}$ ) que atinge a superfície terrestre  $E_{s(\lambda)}$  foi obtida pelo MTR MODTRAN4, utilizando-se a seguinte caracterização atmosférica:  $m_r = 1,5$ ;  $U_{\text{H}_2\text{O}} = 2,0\text{g}/\text{cm}^2$ ;  $U_{\text{O}_3} = 0,34\text{cm}\cdot\text{atm}$ ;  $\tau_{(550\text{nm})} = 0,126$  e  $\alpha = 0,66$ .

As próximas duas seções tratarão das influências por espalhamento (seção 2.2.3) e absorção (seção 2.2.4), as quais versarão sobre conceitos atinentes às profundidades ópticas espectrais envolvidas.

### **2.2.3 Profundidade óptica espectral relacionada ao espalhamento atmosférico**

Iqbal (1983) divide a irradiância solar espectral ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}$ ) medida na superfície terrestre  $E_{s(\lambda)}$  em duas componentes: a direta e a difusa. A componente direta representa a fração de irradiância que não sofreu mudanças direcionais. A componente difusa representa a fração de irradiância resultante de efeitos do espalhamento (mudanças de direção).

Liou (1980) menciona que o espalhamento é o processo no qual uma partícula intercepta a energia proveniente da REM e modifica sua direção original. Segundo Kondratyev (1969), essas modificações de direção são diversificadas, sendo que esse comportamento pode ser descrito por funções fase de espalhamento espectrais, definidas para cada tipo de partícula. A intensidade do espalhamento pode ser explicada por dois modelos espectrais: o de Rayleigh e o de Mie.

O modelo de Rayleigh descreve o espalhamento normalmente ocasionado por partículas esféricas cujo diâmetro é muito inferior ao comprimento de onda  $\lambda$  da REM incidente.

Por exemplo, cita-se o espalhamento provocado por gases atmosféricos como o ozônio (O<sub>3</sub>) e o oxigênio (O<sub>2</sub>). Este espalhamento é proporcional à  $\lambda^{-4}$  (Iqbal, 1983). Para o cálculo da profundidade óptica do espalhamento de Rayleigh  $\tau_{r(\Delta\lambda)}$ , faz-se uso da Equação 2.9.

$$\tau_{r(\Delta\lambda)} = \frac{(84,35.\lambda^{-4} - 1,255.\lambda^{-5} + 1,4.\lambda^{-6}).10^{-4}.P}{1013,25} \text{ [adimensional]} \quad (2.9)$$

onde P é a pressão local em hPa e  $\lambda$  é o comprimento de onda central da banda espectral  $\Delta\lambda$  ( $\mu\text{m}$ ).

Segundo Liou (1980), o modelo de Mie explica o espalhamento que ocorre quando o diâmetro da partícula é próximo ou superior ao comprimento de onda  $\lambda$ . Isso se observa no espalhamento provocado por nuvens e aerossóis. Este espalhamento (e assim a profundidade óptica espectral) é proporcional à  $\lambda^{-1}$ .

Aerossóis com raios (r) inferiores a 0,1 $\mu\text{m}$  são conhecidos como aerossóis ultrafinos (ou de malha muito fina), sendo formados por reações de oxidação envolvendo moléculas. Esses aerossóis podem se coagular e resultar em aerossóis maiores, com raio entre 0,1 e 1 $\mu\text{m}$ , conhecidos como aerossóis de malha fina. Outra fonte responsável pela formação de aerossóis de malha fina são os processos de combustão incompleta de matéria orgânica, caracterizados por não atingirem o maior nível de oxidação, que é a formação de moléculas de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>). Aerossóis com raio maior que 1 $\mu\text{m}$  são conhecidos como aerossóis de malha grossa. Esses aerossóis normalmente são formados por processos de erosão mecânica ligados à superfície terrestre, como por exemplo, a suspensão de sal marinho e de poeiras (LEVY, 2007).

Segundo Lozano et al. (2001), precipitação e a umidade relativa são parâmetros influentes na concentração e no raio médio de aerossóis, respectivamente, ambos capazes de alterar as características de profundidade óptica espectral total.

De maneira geral, à medida que o tamanho de uma partícula esférica aumenta, existem duas tendências, como ilustrado na Figura 2.6: (i) a de aumento do espalhamento frontal e (ii) a de aumento de espalhamento em comprimentos de onda maiores (existência de dependência espectral, modelo de Mie).

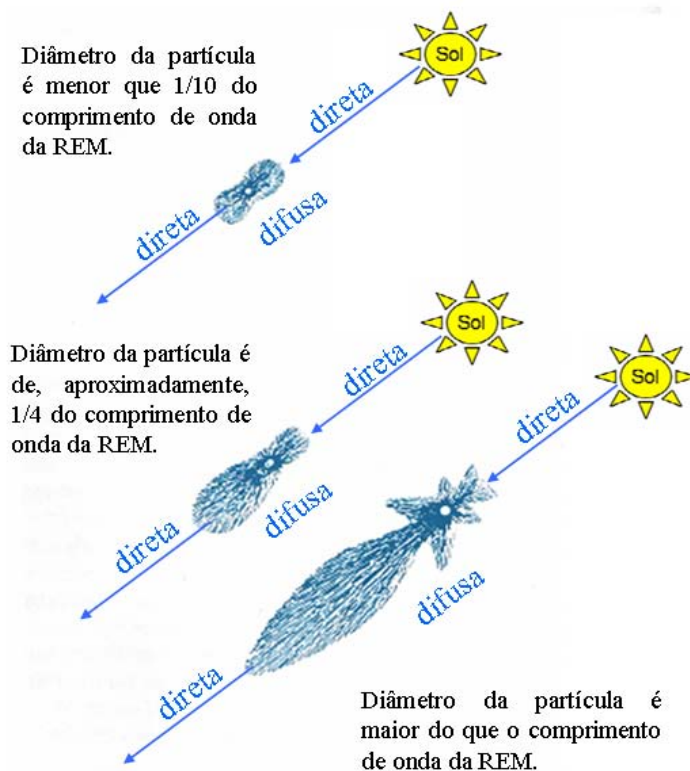


Figura 2.6 – Comportamentos de espalhamentos segundo o diâmetro médio das partículas.  
Fonte: adaptado de Iqbal (1983)

Os efeitos de espalhamento e absorção por aerossóis foram estudados por Ångström (1929), que encontrou a relação de dependência espectral descrita pela Equação 2.10.

$$\tau_a(\Delta\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \text{ [adimensional]} \quad (2.10)$$

onde,  $\beta$  é o parâmetro de turbidez de Ångström, relacionado à quantidade de aerossóis e  $\alpha$  o expoente de Ångström, relacionado à distribuição média de tamanhos dos aerossóis presentes.

Segundo Levy (2007), distribuições de tamanho de aerossóis dominadas por aerossóis de malha fina possuem  $\alpha \geq 1,6$  enquanto que distribuições dominadas por malha grossa possuem  $\alpha \leq 0,6$ .

A Figura 2.7 apresenta algumas curvas de transmitâncias e seus respectivos parâmetros de Ångström. Ela exemplifica o comportamento da transmitância espectral para várias condições  $\beta$  de turbidez atmosférica e para duas condições  $\alpha$  de expoente de Ångström distintas. Nela é possível observar, por exemplo, que para qualquer condição de turbidez  $\beta$ , o aerossol de malha fina ( $\alpha = 1,3$ ) sempre transmite menos em comprimentos de onda inferiores que  $1\mu\text{m}$ . É perceptível também que, quanto menor o parâmetro de turbidez  $\beta$ , mais as curvas de transmitância de  $\alpha = 0,7$  e  $\alpha = 1,3$  se aproximam. No limite, ou seja, atmosfera totalmente limpa ( $\beta = 0$ ), as curvas são iguais e a profundidade óptica espectral, segundo a lei de Ångström, é zero.

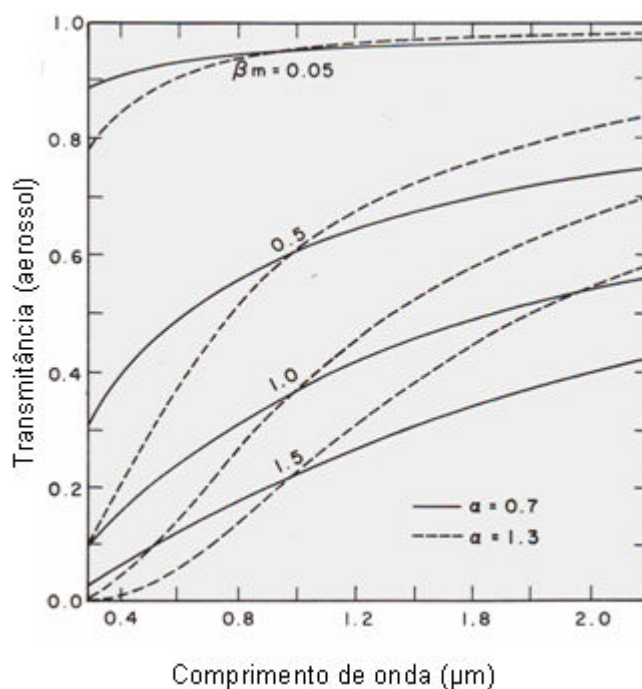


Figura 2.7 – Transmitância espectral de aerossóis em função dos parâmetros de Ångström  $\alpha$  e  $\beta$ .  
Fonte: Iqbal (1983)

## 2.2.4 Profundidade óptica espectral relacionada à absorção por gases atmosféricos

A absorção de REM é um fenômeno que causa a mudança do estado termodinâmico do gás atmosférico, sendo que parte da energia absorvida é re-emitida em comprimentos de onda maiores.

Segundo Vermote et al. (1997), gases absorvem REM através de mudanças de rotação, vibração e do estado eletrônico de suas moléculas. As mudanças de rotação são pouco energéticas, com absorção de REM de baixa frequência, que correspondem à faixa espectral das microondas e do infravermelho distante. As mudanças de vibração, mais energéticas quando comparadas às de rotação, ocorrem com absorção de REM na faixa do infravermelho próximo. As mudanças de rotação e de vibração podem ocorrer concomitantemente, com origem de bandas de absorção mais energéticas que as de vibração, correspondentes a faixas espectrais de transição do infravermelho próximo para o visível. A última forma, com mudança do estado eletrônico, é a mais energética, e ocorre com absorção de REM na faixa espectral do visível e do ultra-violeta. Essas interações de absorção variam bastante em pequenos intervalos espectrais e, por esse motivo, formam-se as chamadas “linhas de absorção”. Assim, os coeficientes de atenuação espectral  $k_\lambda$  também variam abruptamente. A título de exemplo, a Figura 2.8 apresenta “linhas de absorção” para o gás dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), referentes à banda de absorção de  $15\mu\text{m}$ .

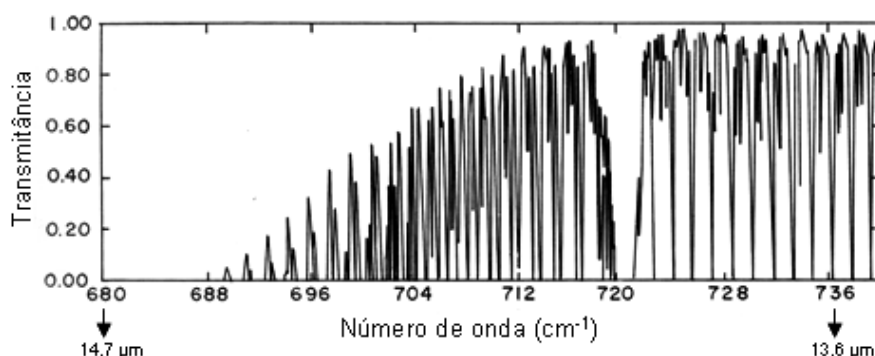


Figura 2.8 – Linhas de absorção de  $\text{CO}_2$  referentes à banda de absorção de  $15\mu\text{m}$ . O posicionamento espectral é apresentado em número de onda ( $\lambda^{-1}$ ).  
Fonte: adaptado de Liou (1980)

Segundo Iqbal (1983), somente com o conhecimento de cada uma das linhas de absorção de um gás em uma faixa espectral de interesse é possível calcular os efeitos exatos de absorção pelo gás. Isso implicaria na determinação acurada da intensidade, forma e posicionamento espectral de cada linha de absorção existente. Vermote et. al (1997) salientam que o cálculo exato dos efeitos de absorção é desnecessário e computacionalmente dispendioso na maioria das aplicações do sensoriamento remoto.

A solução encontrada para tornar os cálculos mais eficientes são os denominados “modelos aleatórios de bandas”, que utilizam coeficientes de atenuação espectral  $k_\lambda$  em  $[m^2.kg^{-1}]$  determinados não em linhas, mas em bandas de absorção (em menor resolução espectral). Esses modelos representam adaptações à lei exponencial de Beer-Bouguer-Lambert, para que a descrição dos efeitos de absorção de gases possa ser realizada.

Um exemplo de “modelo aleatório de banda” é a Equação 2.11 (LECKNER, 1978) que procura determinar a profundidade óptica espectral por absorção de vapor d’água da faixa espectral de interesse.

$$\tau_{H_2O(\Delta\lambda)} = \left[ \frac{-0,2385.K_{H_2O}(\Delta\lambda).U_{H_2O}.m_r}{(1+20,07.K_{H_2O}(\Delta\lambda).U_{H_2O}.m_r)^{0,45}} \right] \text{ [adimensional]} \quad (2.11)$$

onde  $\tau_{H_2O(\Delta\lambda)}$  é a profundidade óptica espectral devido à absorção vapor d’água;  $K_{H_2O}(\Delta\lambda)$  é o coeficiente de atenuação espectral por vapor d’água ( $cm^{-1}$ );  $U_{H_2O}$  é a coluna total integrada de vapor d’água ( $g/cm^2$ ) e  $m_r$  é a massa óptica de ar relativa.

Outra maneira de determinação da profundidade óptica espectral por absorção de vapor d’água é por intermédio da Equação 2.12 (ZULLO JUNIOR et al., 1996).

$$\tau_{H_2O(\Delta\lambda)} = -a.(U_{H_2O})^b.(m_r)^c \text{ [adimensional]} \quad (2.12)$$



onde  $a$ ,  $b$  e  $c$  são coeficientes determinados espectralmente.

Na seção 2.4.1 (caracterização atmosférica com fotômetro solar CIMEL), a Equação 2.12 é utilizada na determinação da  $U_{\text{H}_2\text{O}}$  com coeficientes  $a$ ,  $b$  e  $c$  determinados por Zullo Junior et al. (1996) para a banda espectral centrada em 936nm.

A profundidade óptica espectral de ozônio é determinada através de modelos semelhantes, por intermédio do conhecimento da coluna total integrada de ozônio  $U_{\text{O}_3}$  ( $\text{g}/\text{cm}^2$ ), da  $m_r$  e do seu respectivo coeficiente de atenuação espectral  $\kappa_{\text{O}_3}(\lambda)$ .

### **2.3 A necessidade de correção atmosférica e soluções freqüentemente utilizadas**

Imagens produzidas por sensores orbitais estão sujeitas às influências atmosféricas descritas na seção (2.2). A correção dessas influências pode ou não ser importante, dependendo do tipo de estudo que se deseja realizar (SONG et al., 2001).

A correção atmosférica é uma etapa dispensável na maioria dos estudos de mapeamento realizados freqüentemente com o uso de classificadores, sobretudo quando as diferenças radiométricas existentes entre as classes definidas pelo usuário são superiores aos efeitos de suavização da atmosfera. Diversos estudos confrontaram os resultados de classificações realizadas sobre imagens corrigidas atmosféricamente e imagens não corrigidas (FRASER et al., 1977; KAWATA et al., 1990; SONG et al., 2001). Várias técnicas de correção foram testadas e as conclusões apontaram diferenças desprezíveis. Conforme afirmam Dinguirard e Slater (1999), procedimentos de classificação dependem somente de uma análise estatística realizada entre os NDs de uma imagem. Nesse sentido, Song et al. (2001) destacam que o aspecto fundamental é que os dados de treinamento do classificador devem estar na mesma escala radiométrica da imagem ou do mosaico de imagens que se deseja classificar.

O conhecimento do valor de grandeza física associado à superfície obtido a partir de dados de sensoriamento remoto se mostra importante em vários outros estudos. Em alguns casos, o emprego da correção atmosférica pode servir como auxílio na detecção

de determinados comportamentos, já que se espera que dados corrigidos atmosféricamente se aproximem mais dos valores reais (de superfície). Isso se verifica, por exemplo, nos estudos que buscam correlacionar valores de parâmetros físicos medidos remotamente com parâmetros biofísicos ou geofísicos associados à superfície. Teillet (1997) demonstra que valores de NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), comumente utilizados para detecção de comportamentos ligados à superfície, são melhorados com aplicação de correções atmosféricas acuradas.

Rollin (2000) confirma que pequenas diferenças radiométricas de superfície (ou pequenas variações de comportamento) podem ser sobrepostas ou suavizadas pela atmosfera. Isso ocorre, por exemplo, na detecção de comportamentos sobre superfícies oceânicas. Behnert et al. (2007) cita o estudo de alguns comportamentos ligados a águas costeiras: estimativa de concentração de fitoplâncton, de partículas suspensas e de substâncias amarelas. Em todos esses casos, o sinal útil disponível é relativamente pequeno quando comparado a outros sinais coexistentes (aqui considerados ruídos), como por exemplo, os sinais provenientes da reflexão especular da água e os da atmosfera. Essa realidade contribui para que, após os procedimentos de correção atmosférica, o sinal útil estimado sobre oceanos seja mais susceptível às incertezas existentes. Não obstante, outros aspectos podem garantir a confiabilidade desses sinais, tais como: maior homogeneidade superficial dos oceanos (quando comparada ao continente, diminuindo efeitos de adjacência), maior homogeneidade de constituintes atmosféricos e conhecimento mais acurado das características desses constituintes (por exemplo, características de aerossóis).

A correção atmosférica acurada é etapa indispensável em alguns estudos, como por exemplo, na calibração absoluta em vôo pelo método da refletância. Biggar et al. (1994) e Thome et al. (1997) analisaram as incertezas associadas a esse método e estimaram a incerteza total dessa modalidade de calibração em 5% ( $1\sigma$ ) para bandas espectrais do visível e infravermelho próximo. Concluíram que a estimativa das influências atmosféricas é a maior contribuinte para esta incerteza total, com valores que chegam a ultrapassar 4% ( $1\sigma$ ), dependendo da faixa espectral envolvida.

Segundo Song et al. (2001), configurada a necessidade de mitigação das influências atmosféricas em imagens, é importante que existam dados de caracterização atmosférica disponíveis para a realização de correções acuradas. Entretanto, muitas vezes, essa disponibilidade não existe para a imagem ou conjunto de imagens envolvidas no estudo. Dessa forma, é necessário lançar mão de técnicas alternativas para a mitigação de influências atmosféricas, como por exemplo, o DOS (*Dark Object Subtraction*) (CHAVEZ, 1988) e a retificação radiométrica absoluta (HALL et al., 1991). Somente em alguns casos, essas técnicas conseguem melhorar as estimativas de FRBs de superfície (Fator de Refletância Bidirecional de superfície).

O DOS é um método de correção que utiliza dados provenientes da própria imagem, extraídos de histogramas. O método consegue mitigar somente as influências concernentes aos efeitos aditivos do espalhamento atmosférico. Nesse aspecto, é possível melhorar as estimativas de FRBs de superfície em bandas espectrais posicionadas em algumas regiões do espectro visível. Todavia, erros expressivos são cometidos nas faixas espectrais do infravermelho próximo e médio, mais influenciadas pelos efeitos multiplicativos de absorção da atmosfera (CHAVEZ, 1988).

A retificação radiométrica absoluta, por sua vez, pode ser utilizada para normalizar as alterações radiométricas ocasionadas pelo efeito da atmosfera, da iluminação e da detecção que ocorrem nas aquisições distintas de uma série temporal de imagens. Nesse método, uma das imagens é corrigida atmosféricamente, sendo posteriormente eleita como referência. Todas as outras imagens da série temporal são então convertidas em imagens FRBa (Fator de Refletância Bidirecional Aparente). Após a seleção de alvos espectralmente permanentes na cena, as imagens FRBa são normalizadas em relação à imagem referência. Essa normalização decorre do ajuste de uma relação linear entre as imagens, realizada a partir desses alvos espectralmente permanentes (HALL et al., 1991; OLTHOF et al., 2005). Schroeder et al. (2006) demonstraram que esse método pode oferecer resultados mais satisfatórios que a aplicação de correção atmosférica na detecção de mudanças temporais, já que promove maior estabilidade radiométrica ao

longo da série temporal de imagens. A principal fragilidade do método transcorre da heterogeneidade de distribuição de aerossóis na cena (LIANG et al., 2001).

DOS, retificação radiométrica absoluta e outras metodologias alternativas à carência de dados atmosféricos estão sujeitas a aproximações e pressuposições irreais. Esses fatos inviabilizam a utilização dessas metodologias em muitos estudos e procedimentos que necessitam do conhecimento acurado do valor de um parâmetro físico ligado à superfície.

Segundo Holm et al. (1989), técnicas de correção atmosférica fundamentadas em modelos de transferência radiativa são capazes de oferecer valores de FRBs muito próximos do real. Nesses modelos, os fatores físicos intervenientes no processo de transferência radiativa são parametrizados. Essa parametrização cria a possibilidade de entrada de dados para o posterior cálculo de influências atmosféricas. Tais parâmetros são referentes à geometria de aquisição, aos modelos de atmosfera e de aerossóis, à superfície e às bandas espectrais do sensor remotamente situado.

De forma geral, a caracterização atmosférica acurada é o principal fator influente na qualidade dos valores de FRBs de superfície estimados por modelos de transferência radiativa. Para tanto, na faixa do espectro solar reflexivo, é necessário o conhecimento da concentração e do tipo de aerossol, da coluna integrada de vapor d'água ( $U_{H_2O}$ ) e do seu perfil vertical de distribuição, da coluna integrada de ozônio ( $U_{O_3}$ ) e de seu respectivo perfil vertical de distribuição. A tipologia de aerossol e os perfis verticais dos gases  $H_2O$  e  $O_3$  normalmente são configuráveis a partir de padrões, implementados nos MTR. Dados de concentração de aerossóis,  $U_{H_2O}$  e  $U_{O_3}$  podem ser obtidos, essencialmente, por duas fontes diferentes de caracterização. Na primeira, e até aqui a mais empregada, os dados são coletados em campo com o auxílio de fotômetros ou radiossondas. Na outra, mais recente, os dados são coletados a partir sensores situados remotamente, como por exemplo, o MODIS/Terra, que possui 26 bandas espectrais utilizadas na geração de produtos atmosféricos (King et al., 2003).

## 2.4 Fontes de dados para caracterização atmosférica

Os próximos dois subitens tratam de duas fontes de dados distintas de caracterização atmosférica utilizadas nesta dissertação. Essas fontes permitem a obtenção dos três parâmetros de caracterização atmosférica citados anteriormente como fundamentais para a faixa do espectro solar reflexivo (seção 2.3). Primeiramente, é apresentada a técnica de caracterização que utiliza um fotômetro solar (CE317/CIMEL) cuja aquisição de dados ocorreu em campo (seção 2.4.1). Em seguida (seção 2.4.2), é descrita a técnica de caracterização fundamentada em dados do sensor orbital MODIS/Terra.

### 2.4.1 Caracterização com fotômetro solar (CE317/CIMEL)

Nesta técnica de caracterização atmosférica, descrita em detalhes por Ponzoni et al. (2004), dados atmosféricos são coletados na área de estudo com um fotômetro solar. Esses dados consistem em medidas de irradiância solar direta e são adquiridos concomitantemente à aquisição da imagem que se deseja corrigir. Como citado anteriormente, a imagem utilizada neste trabalho foi adquirida pelo sensor TM/Landsat-5.

Os valores de irradiância solar direta coletados pelo fotômetro produzem sinais de saída  $V_{s(\Delta\lambda)}$ . Esses sinais podem ser modelados segundo a lei de Beer-Bouguer-Lambert (seção 2.2.1), resultando na Equação 2.13 do fotômetro solar.

$$V_{s(\Delta\lambda)} = V_{0(\Delta\lambda)} \cdot D_s \cdot T_{H_2O(\Delta\lambda)} \cdot e^{-\tau_{\text{esp}(\Delta\lambda)} \cdot m_r} \quad [\text{adimensional}] \quad (2.13)$$

onde,  $V_{s(\Delta\lambda)}$  é o sinal de saída produzido pelo fotômetro em resposta à irradiância direta medida na superfície em uma dada banda espectral;  $V_{0(\Delta\lambda)}$  é o coeficiente de calibração da banda espectral;  $T_{H_2O(\Delta\lambda)}$  é a transmitância atmosférica do vapor d'água na faixa espectral envolvida ( $\cong 1$  para as bandas espectrais B1, B2, B3 e B4 do fotômetro solar CE317/CIMEL, centradas em  $1,020\mu\text{m}$ ,  $0,870\mu\text{m}$ ,  $0,670\mu\text{m}$  e  $0,440\mu\text{m}$ ,

respectivamente; e  $\tau_{\text{esp}(\Delta\lambda)}$  é a profundidade óptica espectral total atmosférica devido a atenuação por espalhamento (resultante dos espalhamentos de Rayleigh e de aerossóis). Observe que a Equação 2.13 desconsidera os efeitos de absorção por ozônio  $\text{O}_3$  (aproximação).

O fator de distância Sol-Terra ( $D_s$ ) pode ser calculado pela Equação 2.14 (Spencer, 1971):

$$\left(\frac{dm}{d}\right)^2 = 1,00011 + 0,034221 \cdot \cos x + 0,00128 \cdot \text{sen}x + 0,000719 \cdot \cos 2x + 0,000077 \cdot \text{sen}2x \quad (2.14)$$

O valor do ângulo  $x$  é obtido pela Equação 2.15.

$$x = \left[ \left( \frac{360(n-1)}{365} \right) \right] \quad [\text{adimensional}] \quad (2.15)$$

onde  $n$  é o dia do ano para a data de aquisição considerada.

A massa óptica de ar relativa  $m_r$  é calculada através da Equação 2.7. Essa Equação é mais acurada para ângulos solares zenitais superiores a  $80^\circ$ , os quais são importantes neste estudo.

Dadas as equações acima, calculam-se os parâmetros  $D_s$  e  $m_r$  relacionados à Equação 2.13. Todavia, ainda é necessário calibrar o fotômetro através da determinação de um coeficiente  $V_{0(\Delta\lambda)}$  para cada banda espectral. Dessa forma, aplicando-se o logaritmo natural em ambos os membros da Equação 2.13, chega-se à Equação 2.16.

$$\ln \left[ \frac{V_{s(\Delta\lambda)}}{D_s \cdot T_{H_2O(\Delta\lambda)}} \right] = \ln V_{0(\Delta\lambda)} - \tau_{\text{esp}(\Delta\lambda)} \cdot m_r \quad [\text{adimensional}] \quad (2.16)$$

Ao plotar  $\ln \left[ \frac{V_{s(\Delta\lambda)}}{D_s \cdot T_{H_2O(\Delta\lambda)}} \right]$  versus  $m_r$ , para vários ângulos solares zenitais, assumindo a atmosfera como sendo estável no momento da coleta de dados, é possível obter o coeficiente de calibração  $V_{0(\Delta\lambda)}$  ( $= e^b$ , onde  $b$  é o coeficiente linear da reta) e a profundidade óptica espectral total  $\tau_{\text{total}(\Delta\lambda)}$  ( $= -a$ , onde  $a$  é o coeficiente angular da reta). Este procedimento é conhecido como método de Langley. Após o cálculo dos coeficientes  $V_{0(\Delta\lambda)}$  de cada banda espectral, é possível determinar a profundidade óptica  $\tau_{\text{esp}(\Delta\lambda)}$ , bastando-se substituir os valores de  $V_{(\Delta\lambda)}$  obtidos para cada banda na Equação 2.10 do fotômetro solar.

A profundidade óptica espectral total devido atenuação por espalhamento  $\tau_{\text{esp}(\Delta\lambda)}$  também pode ser escrita segundo a Equação 2.17.

$$\tau_{\text{esp}(\Delta\lambda)} = \tau_{r(\Delta\lambda)} + \tau_{a(\Delta\lambda)} \quad [\text{adimensional}] \quad (2.17)$$

onde  $\tau_{r(\Delta\lambda)}$  é a profundidade óptica do espalhamento de Rayleigh e  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  é a profundidade óptica do espalhamento por aerossóis.

O cálculo da profundidade óptica por espalhamento Rayleigh é realizado a partir da Equação 2.9.

Uma vez calculada a profundidade óptica do espalhamento de Rayleigh  $\tau_{r(\Delta\lambda)}$ , substitui-se esse parâmetro na Equação 2.17, como também o parâmetro  $\tau_{\text{esp}(\Delta\lambda)}$ . Assim, é possível determinar a profundidade óptica por espalhamento de aerossóis  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$ .

O comportamento espectral das profundidades ópticas do espalhamento por aerossóis  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  pode ser descrito segundo a fórmula de Ångström (1929), discutida na seção 2.2.3, com a determinação dos parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$ . O parâmetro  $\beta$  de turbidez de Ångström é proporcional à quantidade de aerossóis e está relacionado com a visibilidade horizontal (VIS) dada em quilômetros. Deschamps et al. (1981) propuseram a Equação 2.18, que relaciona  $\beta$  com a VIS.

$$\beta = 0,613.e^{-VIS/15} \text{ [adimensional]} \quad (2.18)$$

Assim, pode-se calcular a visibilidade. Da mesma forma, a fórmula de Ångström (1929) pode ser utilizada na determinação da profundidade óptica 550nm.

A banda espectral do fotômetro solar CE317/CIMEL centrada em 936nm (B5, vide seção 3.3) pode ser empregada para estimar a coluna total integrada de vapor d'água atmosférico  $U_{H_2O}$  em g/cm<sup>2</sup>, já que existe uma banda de absorção importante desse constituinte nesta região espectral. Dessa forma, conclui-se que a transmitância  $T_{H_2O(\Delta\lambda)}$  não se aproxima de 1 nesta região, como nas outras bandas espectrais do fotômetro. A partir da Equação 2.12 e dos coeficientes propostos por Zullo Junior et al. (1996), chega-se à Equação 2.19, que permite que a transmitância  $T_{H_2O(\Delta\lambda)}$  seja calculada:

$$T_{H_2O(\Delta\lambda)} = e^{-0,6767.U_{H_2O}^{0,5093}.m_r^{0,5175}} \text{ [adimensional]} \quad (2.19)$$

Substituindo-se  $T_{H_2O(\Delta\lambda)}$  na Equação 2.16, chega-se à Equação 2.20, conhecida como “equação de Langley modificada”.

$$\ln \left[ \frac{V_{s(\Delta\lambda)} \cdot e^{-\tau_{\text{esp}(\Delta\lambda)} \cdot m_r}}{D_s} \right] = \ln V_{0(\Delta\lambda)} - (U_{H_2O})^{0,5093} \cdot 0,6767 \cdot (m_r)^{0,5175} \text{ [adimensional]} \quad (2.20)$$



Segundo Ponzoni et al. (2004), a profundidade óptica espectral total relacionada à atenuação por espalhamento pode ser descrita espectralmente com a determinação dos parâmetros  $p$  e  $q$  da Equação 2.21:

$$\tau_{\text{esp}(\Delta\lambda)} = p \cdot e^{q/\lambda} \quad [\text{adimensional}] \quad (2.21)$$

Como o comprimento de onda central  $\lambda$  da banda espectral é conhecido (936nm), substituindo-se este valor na Equação 2.21, é possível determinar o valor de  $\tau_{\text{esp}(936\text{nm})}$ . De posse desse valor, determina-se o  $V_{0(\Delta\lambda)}$  pelo método de Langley e, assim, finalmente é possível calcular  $U_{\text{H}_2\text{O}}$ .

Como as posições das bandas espectrais do fotômetro solar CIMEL não representam boas alternativas para a estimativa acurada da coluna total integrada de ozônio  $U_{\text{O}_3}$ , isso foi realizado por intermédio de um modelo atmosférico apropriado, o qual é especificado na seção 3.4.2.1.

Dessa forma, encerram-se os fundamentos teóricos relacionados à determinação dos três parâmetros de caracterização atmosférica mais importantes para o cálculo de influências atmosféricas na faixa do espectro solar reflexivo, utilizando-se o fotômetro solar CE317/CIMEL.

#### **2.4.2 Caracterização com sensor remotamente situado (MODIS/Terra)**

Analogamente à técnica descrita anteriormente, é preferível que a aquisição de dados para caracterização atmosférica utilizando-se um sensor situado remotamente seja realizada concomitantemente à aquisição da imagem que se deseja corrigir. A seção 3.4.2.2 apresentará as aquisições MODIS/Terra temporalmente mais próximas à aquisição TM/Landsat-5. Na Tabela 2.2, são apresentadas as principais características do sensor MODIS/Terra.

Das 36 bandas espectrais existentes, 26 coletam dados que são processados em algoritmos específicos para a geração de alguns produtos atmosféricos (KING et al., 2003).

Tabela 2.2 - Principais características do sensor MODIS/Terra.

<b>Características</b>	<b>Especificações</b>
Órbita	Altitude: 705km; Polar e síncrona com o Sol; Passagens: 10:30a.m. descendente, 1:30p.m. ascendente.
Faixa espectral de atuação	407nm – 14.385nm.
Largura da faixa imageada	2.330km.
Resolução temporal	Diária, em latitudes superiores a 30° e a cada dois dias, em latitudes inferiores a 30°.
Resolução espacial no nadir	250m (bandas 1 e 2); 500m (bandas 3-7); 1000m (bandas 8-36).
Quantização	12 bits

Fonte: Nascimento (2006)

A profundidade óptica de aerossóis é encontrada no produto atmosférico MOD04, com resolução espacial de 10km; a coluna integrada de vapor d'água é encontrada no produto MOD05, nas resoluções espaciais de 1km (NIR, *Near Infrared*) e 5km (IR, *Infrared*); e a coluna integrada de ozônio no produto MOD07, na resolução espacial de 5km.

De maneira simplificada, explicar-se-á a geração desses produtos. Inicialmente, os dados brutos de imageamento do MODIS/Terra são recebidos por estações em terra e encaminhados para o *Goddard Space Flight Center* (GSFC). Nessa instituição, os dados são submetidos a uma rotina de processamentos, organizada nos seguintes níveis:

- 1) Nível L0 - Remoção de sobreposições de área existentes nos dados brutos;
- 2) Nível L1A - Transformação de dados brutos em números digitais (NDs);

- 3) Nível L1B - Transformação de NDs em radiância; e
- 4) Nível L2 - Dados de radiância são processados por algoritmos específicos para obtenção de diversos parâmetros geofísicos, posteriormente distribuídos na forma de produtos.

Assim, algoritmos específicos que atuam no nível L2 sintetizam os produtos atmosféricos MOD04, MOD05 e MOD07 (GSFC, 2007).

Correia et al. (2005) descrevem que a primeira versão (C004-L) do algoritmo que estima a profundidade óptica espectral de aerossóis (MOD04) realiza os seguintes procedimentos: primeiramente, corrige efeitos associados à absorção de gases e ao espalhamento de Rayleigh. Logo após, identifica corpos escuros (baixos valores de FRB) na imagem MODIS/Terra através da banda espectral centrada em  $2,12\mu\text{m}$  (NIR). Segundo Kaufman et al. (1997), essa banda espectral mantém correlações com as bandas localizadas nas faixas espectrais do azul ( $\text{FRB}_{(0,47\mu\text{m})} = 0,25.\text{FRB}_{(2,12\mu\text{m})}$ ) e do vermelho ( $\text{FRB}_{(0,66\mu\text{m})} = 0,50.\text{FRB}_{(2,12\mu\text{m})}$ ). O algoritmo utiliza essas correlações para calcular os valores de FRBs de superfície esperados nessas bandas. Os NDs medidos pelo sensor são convertidos em valores de radiância aparente. Na prática, um valor de radiância aparente pode ser resultante de infinitas combinações de geometrias de aquisição, de tipos de superfície (FRBs), tipos de aerossóis e quantidade de aerossóis diferentes.

A partir de modelos sazonais de distribuição média de aerossóis construídos para toda a superfície terrestre (D'ALMEIDA et al., 1991; HAO e LIU, 1994) e utilizando a razão entre os FRB provenientes do aerossol nas bandas do azul e do vermelho nas condições de aquisição específicas da imagem, o algoritmo define um tipo de aerossol. Segundo o tipo de aerossol, o algoritmo seleciona um modelo de aerossóis apropriado, que consiste na tabulação de propriedades importantes para o cálculo das influências do aerossol em questão no espalhamento (citadas na seção 2.2.3). Finalmente, o algoritmo realiza inversão das radiâncias medidas pelo sensor nas quantidades de aerossóis em cada banda espectral ( $\tau_{a(0,47\mu\text{m})}$  e  $\tau_{a(0,66\mu\text{m})}$ ) utilizando-se uma *Look-Up Table* (LUT)

previamente computada com MTR para as várias geometrias de aquisição, modelos de aerossol e FRBs de superfície. O valor de  $\tau_{a(0,55\mu\text{m})}$  é determinado através de interpolação utilizando-se as profundidades ópticas de aerossóis em  $\tau_{a(0,47\mu\text{m})}$  e  $\tau_{a(0,66\mu\text{m})}$  determinadas previamente. Pelo menos, três melhoramentos foram implementados nessa versão do algoritmo, dando origem à versão C005-L, que forneceu os dados de recuperação de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  utilizados neste trabalho.

O primeiro melhoramento é relacionado à determinação de FRBs de superfície esperados nessas bandas. Como exposto na seção 2.1, o espalhamento de REM pelo alvo não é isotrópico, sendo dependente das características do alvo e da geometria de aquisição. Nesse aspecto, Gatebe et al. (2001) e Remer et al. (2001) descobriram que, dependendo da geometria de aquisição, as correlações encontradas por Kaufman (1997), utilizadas na primeira versão do algoritmo de aerossóis MOD04, podem se perder completamente. Assim, as estimativas dos valores de FRBs de superfície esperados nas bandas do azul  $\text{FRB}_{(0,47\mu\text{m})}$  e do vermelho  $\text{FRB}_{(0,66\mu\text{m})}$ , muitas vezes, ficam comprometidas. Para solucionar esse problema, Remer et al. 2006 realizaram estudo de sensibilidade de algumas variáveis à geometria de aquisição a partir de análises de gráficos de dispersão e de correlações. Esse estudo levou à proposição de equações envolvendo novas variáveis para estimativas dos FRBs de superfície esperados nas bandas do azul e do vermelho, consistindo em aproximações para considerar as influências de geometria de aquisição. As duas novas equações propostas não levam em conta somente os valores de  $\text{FRB}_{(2,12\mu\text{m})}$  nas estimativas, mas também o ângulo  $\Theta$  de espalhamento da aquisição em questão e o  $\text{NDVI}_{(\text{swir})}$  (*Normalized Difference Vegetation Index at Short Wave Infrared*), sendo que este último utiliza as bandas de 1,24 $\mu\text{m}$  e 2,12 $\mu\text{m}$ .

Vários autores investigaram recuperações de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  obtidas com o algoritmo C004-L e descobriram que os modelos de aerossóis admitidos muitas vezes não eram apropriados (CHU et al., 2002; REMER et al., 2005; ICHOKU et al., 2002; LEVY et al., 2005). Levy et al. (2007) realizaram análise de *cluster* utilizando dados da REDE AERONET

(HOLBEN et al., 1998) e determinaram modelos de aerossóis sazonais mais representativos para todo o globo.

O último melhoramento que o algoritmo antigo sofreu foi com relação à estratégia de recuperação  $\tau_{a(0,55\mu\text{m})}$ . Antes (C004-L), a  $\tau_{a(0,55\mu\text{m})}$  era meramente interpolada com os valores recuperados nas bandas do azul e do vermelho. Na versão C005-L, as novas recuperações de  $\tau_{a(0,55\mu\text{m})}$  não utilizam somente a  $\tau_{a(0,47\mu\text{m})}$  e  $\tau_{a(0,66\mu\text{m})}$ , mas também a  $\tau_{a(2,12\mu\text{m})}$ . Através dessas três variáveis, são estimadas três incógnitas:  $\tau_{a(0,55\mu\text{m})}$ , fração de profundidade óptica de aerossóis devido a malha fina em  $0,55\mu\text{m}$  ( $\eta_{(0,55\mu\text{m})}$ ) e  $\text{FRB}_{(2,12\mu\text{m})}$ .

Os três aperfeiçoamentos citados anteriormente melhoraram as estimativas de  $\tau_{a(0,55\mu\text{m})}$  realizadas pela versão C005-L do algoritmo quando comparadas às da versão anterior (C004-L). Remer et al. (2005) confrontaram as recuperações de profundidade óptica MODIS da versão C005-L com recuperações obtidas das estações da REDE AERONET e encontraram incertezas totais de  $\pm 0,05 \pm 0,15 \cdot \tau_{a(0,55\mu\text{m})}$  sobre o continente, na banda espectral de  $0,55\mu\text{m}$ .

Conforme mencionado, as recuperações da coluna integrada de vapor d'água são disponibilizadas por dois produtos: MOD07 e MOD05. Os algoritmos envolvidos nessas recuperações envolvem metodologias distintas. Como as recuperações do produto MOD07 utilizam bandas espectrais situadas no infravermelho distante (entre  $4,465\mu\text{m}$  e  $14,235\mu\text{m}$ ), as recuperações podem ser realizadas para imagens diurnas e noturnas. Não obstante, estudos revelaram que as recuperações MOD05, que utilizam bandas espectrais do infravermelho próximo (realizadas para imagens diurnas), oferecem maior acurácia.

Na determinação da coluna integrada de vapor d'água, o algoritmo de geração do produto MOD05 calcula razões que envolvem três bandas espectrais. Essas razões são determinadas entre os sinais das bandas espectrais de absorção por vapor d'água

MODIS/Terra (centradas em 0,905 $\mu\text{m}$ , 0,935 $\mu\text{m}$  e 0,940 $\mu\text{m}$ ) e os sinais das bandas localizadas em janelas atmosféricas adjacentes (centradas em 0,865 $\mu\text{m}$  e 1,240 $\mu\text{m}$ ).

As bandas localizadas em janelas atmosféricas são utilizadas para interpolação linear de um sinal que se considera livre da absorção por vapor d'água. A partir da razão entre o sinal registrado numa banda de absorção e do seu respectivo sinal obtido por interpolação, um valor de transmitância é estimado na banda de absorção considerada. A coluna integrada de vapor d'água é então obtida através de uma LUT previamente computada para as três bandas de absorção, sob várias geometrias de aquisição, transmitâncias espectrais e colunas integradas de vapor d'água distintas. Como cada banda espectral tem sensibilidade peculiar à absorção por vapor d'água, o valor final de transmitância é obtido a partir de uma média ponderada por coeficientes definidos para cada banda de absorção.

Gao e Kaufman (2003) compararam a coluna integrada de vapor d'água MOD05 com recuperações mais acuradas obtidas por radiômetros com bandas na faixa de microondas e obtiveram RMSE próximos de 0,116g/cm<sup>2</sup>.

A determinação da coluna integrada de vapor d'água e da coluna integrada de ozônio realizadas pelo produto MOD07 é mais complexa. Essa estimativa é realizada a partir de um modelo estatístico, que utiliza 12 bandas espectrais situadas no infravermelho distante (entre 4,465 $\mu\text{m}$  e 14,235 $\mu\text{m}$ ). O modelo é ajustado por regressões realizadas entre uma série histórica contendo mais de 8400 perfis de radiossondagens e seus respectivos valores de radiância conhecidos nas bandas do infravermelho. De posse desse modelo estatístico, o algoritmo insere os valores observados de radiância das bandas do infravermelho do MODIS/Terra e obtém os perfis verticais de distribuição de vapor d'água e ozônio. Esses dois perfis são integrados para obtenção das estimativas de coluna integrada de vapor d'água e do coluna integrada de ozônio (NASCIMENTO, 2006).

Seemann et al. (2003) e King et al. (2003) confrontaram as recuperações de vapor d'água MOD07 com recuperações obtidas por radiômetros na faixa de microondas e encontraram RMSE (*Root Mean Square Error*) próximos de 0,4g/cm<sup>2</sup>.

Seemann et al. (2006) realizaram comparação gráfica entre a coluna integrada de ozônio MOD07 e as recuperações realizadas pelo TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) e os resultados foram similares em todo o globo terrestre. Segundo esses autores, estimam-se incertezas em torno de 10% nas recuperações de coluna integrada de ozônio.

Os produtos MOD04, MOD05 e MOD07 podem ser obtidos através do serviço *File Transfer Protocol* (FTP) mantido pelo *Goddard Distributed Active Archive Center* (NASA, 2007). O formato disponibilizado é o *Hierarchical Data Format* (HDF).

## **2.5 Aplicativos de correção atmosférica**

Levando em consideração as particularidades deste trabalho, são apresentados, a seguir, alguns modelos de transferência radiativa:

- a) MODTRAN4 por intermédio do aplicativo FLAASH, “*Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*” (ANDERSON et al., 1999);
- b) *Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S)* (TANRÉ et al., 1990) por intermédio do aplicativo SCORADIS (ZULLO JUNIOR, 1994); e
- c) *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S)* (VERMOTE et al., 1997).

O FLAASH é um aplicativo de correção atmosférica disponível no ENVI 4.2. A partir de seu processamento, é possível efetuar correções atmosféricas de imagens provenientes de vários sensores multiespectrais e hiperespectrais, sendo capaz de corrigir as influências atmosféricas das bandas espectrais TM1, TM2, TM3, TM4, TM5

e TM7 (Landsat-5). Permite a entrada da coluna integrada de vapor d'água através de informações de perfis verticais de distribuição extraídos de modelos atmosféricos padrões. A quantidade de aerossóis é informada por intermédio da visibilidade. A coluna integrada de ozônio e seu perfil de distribuição são estimados por intermédio dos modelos atmosféricos implementados no aplicativo. Possui tratamento dos efeitos de adjacência e de espalhamento múltiplo. É baseado no modelo de transferência radiativa MODTRAN4.

O SCORADIS, “Sistema de Correção Radiométrica de Imagens de Satélite”, é um aplicativo de correção atmosférica adaptado às condições brasileiras de atmosfera e clima, desenvolvido para a correção atmosférica de imagens multiespectrais (ZULLO JUNIOR, 1994). É capaz de corrigir as influências atmosféricas das bandas espectrais TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 e TM7 (Landsat-5). O aplicativo permite a entrada da coluna integrada de vapor d'água e da coluna integrada de ozônio utilizando-se perfis verticais de distribuição extraídos de modelos atmosféricos padrões ou perfis fornecidos pelo usuário. Possui tratamento dos efeitos de adjacência e de espalhamento múltiplo. A quantidade de aerossóis é informada por intermédio da visibilidade ou da profundidade óptica espectral de aerossóis em  $0,55\mu\text{m}$  ( $\tau_{a(0,55\mu\text{m})}$ ). É baseado no modelo de transferência radiativa 5S.

O último aplicativo a ser utilizado é fundamentado no modelo de transferência radiativa 6S. Foi desenvolvido para a correção atmosférica de imagens multiespectrais, sendo capaz de corrigir as influências atmosféricas das bandas espectrais TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 e TM7 (Landsat-5). Como no caso do SCORADIS, o aplicativo permite a entrada da coluna integrada de vapor d'água e da coluna integrada de ozônio utilizando-se perfis verticais de distribuição extraídos de modelos atmosféricos padrões ou perfis fornecidos pelo usuário. Da mesma forma, a quantidade de aerossóis também é informada por intermédio da visibilidade ou da profundidade óptica espectral de aerossóis em  $0,55\mu\text{m}$  ( $\tau_{a(0,55\mu\text{m})}$ ). O aplicativo é capaz de tratar os efeitos de adjacência e de espalhamento múltiplo.



### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Considerações Gerais

Neste capítulo, são apresentados a metodologia e o material utilizados no desenvolvimento da dissertação. Conforme mencionado (Capítulo 1, seção 1.2), serão avaliadas diferenças entre FRBs de superfície obtidos através de imagens TM/Landsat-5, resultantes da utilização de duas fontes alternativas de dados de caracterização atmosférica. A avaliação será fundamentada em comparações dos FRBs obtidos por essas duas fontes com dados de FRBs coletados em campo por meio de espectrorradiômetros. A coleta de dados ocorreu em área de estudo selecionada segundo critérios, apresentados oportunamente (seção 3.2).

As correções atmosféricas das imagens TM/Landsat-5 foram realizadas segundo dados atmosféricos adquiridos por duas maneiras distintas. Conforme mencionado no Capítulo 2, em uma das formas de correção, a caracterização da atmosfera se deu por meio de dados coletados em campo por um fotômetro solar CE317/CIMEL (seção 3.4.2.1). A segunda forma utilizou dados atmosféricos obtidos pelo sensor MODIS/Terra (seção 3.4.2.2). Foram avaliados os resultados da aplicação dessas fontes distintas de dados atmosféricos considerando o uso de três aplicativos de correção atmosférica (seção 3.5). Dessa forma, ao final dos processamentos desses aplicativos de correção, foram obtidos valores de FRBs de superfície determinados segundo as duas fontes alternativas de dados citadas. As comparações entre os valores de FRBs de superfície foram realizadas mediante a adoção de duas estratégias (seção 4), sendo uma delas baseada na análise visual de curvas de FRBs e a outra em medidas estatísticas (*Root Mean Square Errors* e correlações).

Uma visão sintética e esquemática de todos os procedimentos realizados nesta dissertação pode ser observada na Figura 3.1.

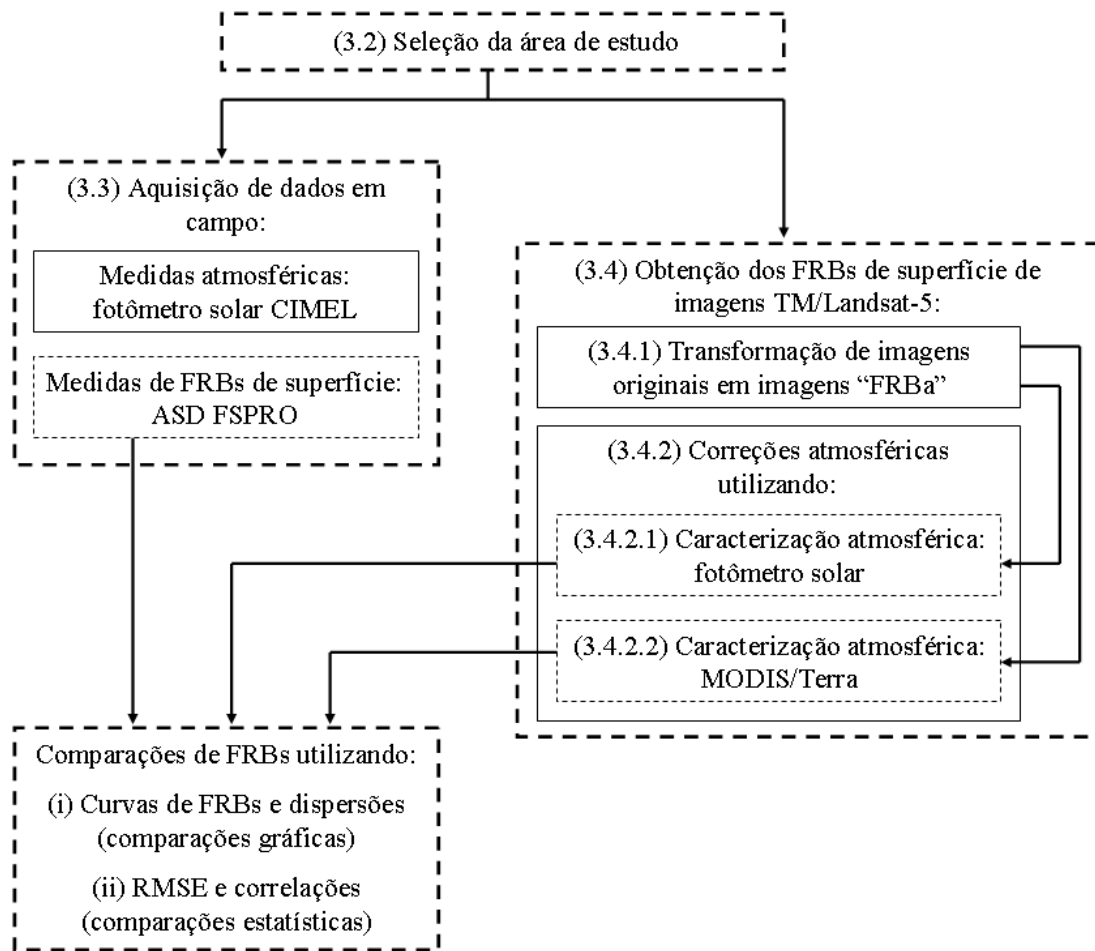


Figura 3.1 - Fluxograma sintético da metodologia e da estratégia de comparação dos FRBs obtidos.

### 3.2 Área de estudo

A área de estudo está situada no município de Pirassununga, estado de São Paulo, entre as coordenadas 22°03'S, 47°21'W e 22°05'S, 47°19'W, a uma altitude aproximada de 610m e refere-se a um pasto com dimensões aproximadas de 360m x 290m (104,400m<sup>2</sup>). A Figura 3.2 ilustra a localização da área de estudo nos contextos nacional e estadual.

Essa área é adequada para realização dos estudos, pois apresenta várias características atrativas: (i) é relativamente extensa e homogênea, características positivas quanto à diminuição de contaminação por adjacência entre *pixels*, influência importante,

conforme sugerem Liang et al. (2001) e (ii) o relevo é plano, característica que minimiza as propriedades anisotrópicas na reflexão da radiação incidente em relação ao mesmo tipo de superfície localizada em terreno mais acidentado (SMITH et al., 1980).

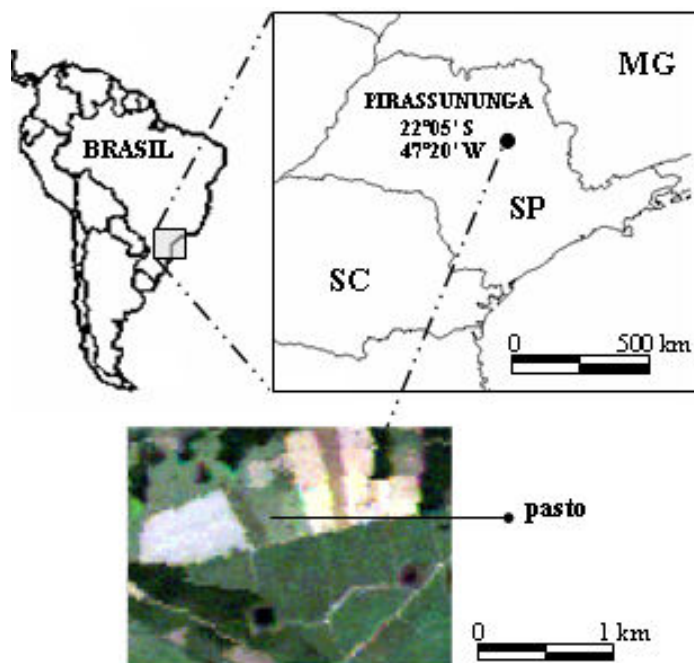


Figura 3.2 - Localização da área de estudo. A composição colorida compreende as bandas 3, 2 e 1 do sensor TM/Landsat-5. A imagem é de 20 de junho de 2007.

### 3.3 Aquisição de dados em campo

O trabalho de campo ocorreu em 20 de Junho de 2007, no qual dois tipos de medidas radiométricas foram realizados: (i) FRBs mediante a utilização do espectrorradiômetro ASD FieldSpec PRO, que atua na faixa espectral compreendida de 350 a 2500nm e com FOV (*field of view*, campo de visada) adotado como de 25° e (ii) irradiância solar direta, utilizando um fotômetro solar CE317/CIMEL atuante nas seguintes bandas espectrais: B1: 1010-1030nm; B2: 860-880nm; B3: 660-680nm; B4: 430-450nm, e B5: 926-946nm. Este dia, 20 de junho de 2007, coincidiu com a data de passagem do satélite Landsat-5 sobre a área de estudo.

Para a determinação dos FRBs, foi utilizada uma placa Spectralon 11, constituída de politetrafluoretileno, que possui refletância espectral de aproximadamente 100% em todo o espectro solar. Os FRBs de superfície foram obtidos através da razão entre as medidas de radiância provenientes do pasto  $L_{S(\Delta\lambda)}$  (Figura 3.3a) e as medidas de radiância da placa referência Spectralon 11  $L_{R(\Delta\lambda)}$ , sob as mesmas condições de geometria de aquisição.

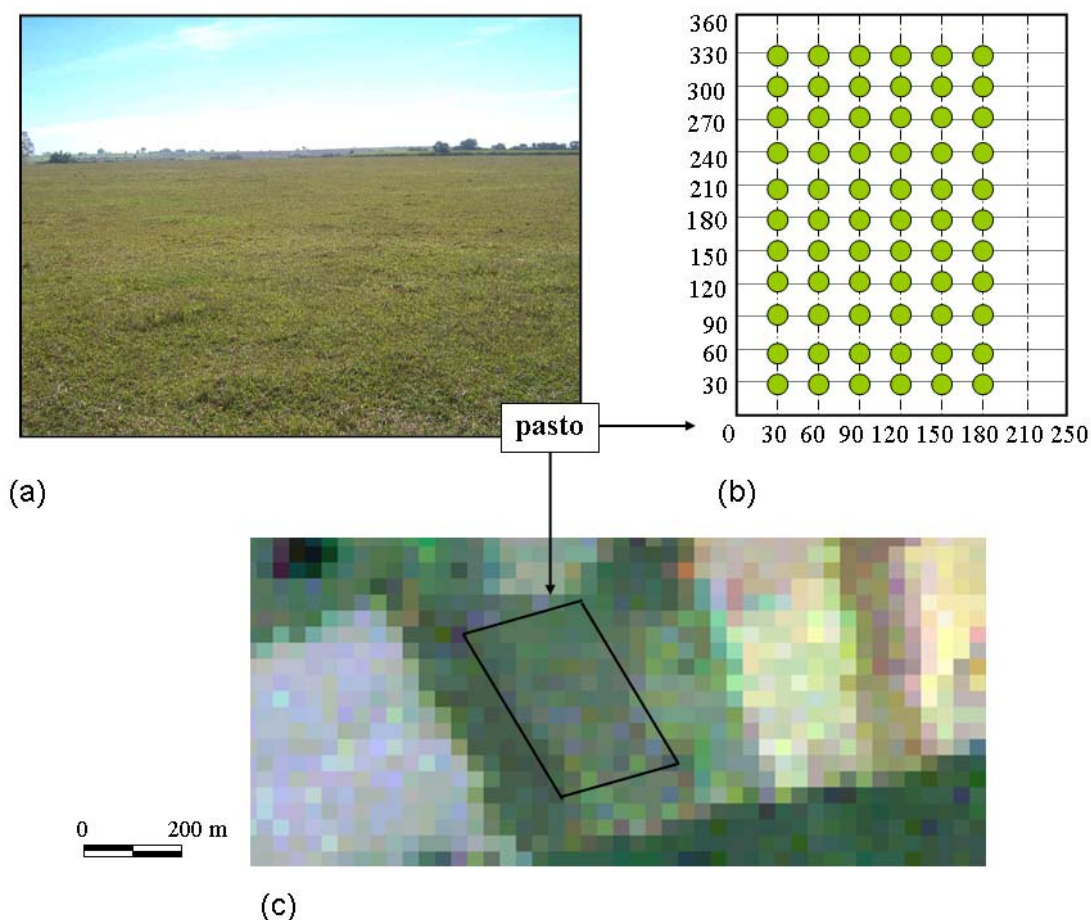


Figura 3.3 – a) Pasto utilizado para a realização das medições; b) representação esquemática da amostragem: círculos verdes indicam onde as medidas foram realizadas. As distâncias são apresentadas em metros (m); e c) delimitação do pasto na imagem TM/Landsat-5 empregada (composição colorida com as bandas 3, 2 e 1).

As medidas radiométricas destinadas ao cálculo dos valores de FRBs foram realizadas entre 09h30 e 10h30, horário que incluiu aquele de passagem do satélite Landsat-5 sobre a área de estudo (aproximadamente 10h05). Os valores de radiância aparente  $L_{a(\Delta\lambda)}$  adquiridos pelo sensor TM/Landsat-5 foram sujeitos a interferências atmosféricas, que, como já mencionado anteriormente, foram mitigadas por correções atmosféricas

baseadas nas duas fontes distintas de dados de caracterização atmosférica utilizadas aqui (itens 3.4.2.1 e 3.4.2.2, vide Figura 3.1).

Os FRBs foram amostrados em 66 pontos distintos, distanciados entre si de 30m, aproximadamente, e localizados em campo com receptor GPS, “*Global Positioning System*” (Figura 3.3b). Os dados GPS serviram para a identificação dos *pixels* espacialmente correspondentes nas imagens TM/Landsat-5 após a realização das correções atmosféricas. As medidas de FRBs foram utilizadas para o cálculo de médias aritméticas nas faixas espectrais das bandas TM.

Foram realizadas 53 medidas de irradiância solar direta com o fotômetro solar CIMEL posicionado na área de estudo, em intervalos de aproximadamente 10min, com início das medidas ao nascer do Sol, estendendo-se durante o período de passagem do satélite e com término ao pôr do Sol. Essas medidas foram utilizadas posteriormente na caracterização atmosférica segundo metodologia descrita em detalhes na seção 3.4.2.1.

### **3.4 Obtenção de FRBs de superfície de imagens TM/Landsat-5**

Nesta etapa, será descrita a obtenção dos FRBs de superfície das imagens TM/Landsat-5. Isso englobará a transformação das imagens originais TM/Landsat-5 em imagens  $FRBa_{(\Delta\lambda)}$  (Fator de Refletância Bidirecional Aparente em cada banda espectral), como também a correção atmosférica destas imagens.

#### **3.4.1 Transformação das imagens originais em imagens $FRBa_{(\Delta\lambda)}$**

A imagem multiespectral TM/Landsat-5 utilizada neste trabalho foi constituída por seis bandas espectrais: B1: 452–518nm; B2: 529–610nm; B3: 624–693nm; B4: 776–905nm, B5: 1568–1784nm e B7: 2097–2347nm. Originalmente, todas as bandas possuem resolução espacial de 30m e resolução radiométrica de 8 bits.

A transformação da imagem original em imagem  $FRBa_{(\Delta\lambda)}$  implicou, primeiramente, na conversão dos NDs de cada banda espectral em valores de radiância aparente  $L_{a(\Delta\lambda)}$ .

Nessa tarefa foi necessário o conhecimento dos valores de radiância máxima  $L_{\text{máx}(\Delta\lambda)}$  e radiância mínima  $L_{\text{mín}(\Delta\lambda)}$  de cada banda espectral, além dos respectivos valores radiométricos máximo  $ND_{\text{máx}(\Delta\lambda)}$  e mínimo  $ND_{\text{mín}(\Delta\lambda)}$  da imagem. Os valores referentes às bandas espectrais do sensor TM/Landsat-5 para imagens adquiridas após 5 de maio de 2003 (Tabela 3.1) foram propostos por Chander e Markham (2003).

Tabela 3.1 - Valores  $L_{\text{mín}(\Delta\lambda)}$  e  $L_{\text{máx}(\Delta\lambda)}$  para bandas espectrais TM/Landsat-5 (imagens adquiridas após 5 de maio de 2003).

Banda espectral	$L_{\text{mín}(\Delta\lambda)}$ ( $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ )	$L_{\text{máx}(\Delta\lambda)}$ ( $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ )
1	-1,52	193
2	-2,84	365
3	-1,17	264
4	-1,51	221
5	-0,37	30,2
7	-0,15	16,5

Fonte: Chander e Markham (2003).

A Equação 3.1 descreve a conversão dos  $ND_{(\Delta\lambda)}$  em valores de radiância aparente.

$$L_{a(\Delta\lambda)} = \left\{ \left[ \left( \frac{L_{\text{máx}(\Delta\lambda)} - L_{\text{mín}(\Delta\lambda)}}{ND_{\text{máx}(\Delta\lambda)}} \right) * ND_{(\Delta\lambda)} \right] + L_{\text{mín}(\Delta\lambda)} \right\} [\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}] \quad (3.1)$$

Após as conversões em radiância aparente  $L_{a(\Delta\lambda)}$ , a transformação para a imagem  $FRBa_{(\Delta\lambda)}$  foi efetuada através da aplicação da Equação 2.1.

O cosseno do ângulo zenital solar, presente na Equação 2.1, foi calculado a partir da Equação 3.2.

$$\cos \theta_z = \sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \cos h \quad [\text{adimensional}] \quad (3.2)$$

onde  $\phi$  é a latitude, e  $h$  ângulo horário, ambos em graus. O ângulo  $\delta$  (declinação solar) foi obtido através da Equação 3.3.

$$\delta = 23,45 \cdot \sin \left[ \frac{360}{365} (284 + n) \right] \quad [\text{adimensional}] \quad (3.3)$$

onde  $n$  é o dia do ano para a data de aquisição dos dados.

A irradiância média no topo da atmosfera para cada banda  $E_{\text{sol}(\Delta\lambda)}$  foi obtida através da Tabela 3.2, extraída de Chander e Markham (2003).

Tabela 3.2 - Valores de irradiância solar média no topo da atmosfera  $E_{\text{sol}(\Delta\lambda)}$  para cada banda espectral do TM/Landsat-5.

<b>Intervalo da Banda (nm)</b>	<b>Irradiância (<math>\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}</math>)</b>
(B1) 452–518	1957,00
(B2) 529–610	1826,00
(B3) 624–693	1554,00
(B4) 776–905	1036,00
(B5) 1568–1784	215,00
(B7) 2097–2347	80,67

Fonte: Chander e Markham (2003).

Assim, as imagens ficaram prontas para a etapa seguinte, qual seja a correção atmosférica.

### 3.4.2 Correção Atmosférica

Sempre que possível, dados utilizados na caracterização atmosférica devem ser obtidos concomitantemente à aquisição da imagem satélite que se deseja corrigir atmosféricamente (SONG et al., 2001). Além disso, é importante que essas medidas realizadas sejam representativas da situação de aquisição.

Muitas vezes, esses dados estarão defasados em relação à aquisição que se deseja corrigir atmosféricamente. Aqui isso ocorreu com relação às aquisições MODIS/Terra que se pretendia utilizar, as quais estavam defasadas de 24 horas em relação às imagens TM/Landsat-5. A utilização desses dados é aceitável, desde que a análise de variáveis meteorológicas importantes comprove a inexistência de alterações atmosféricas que possam comprometer a representatividade dos dados considerados. Neste trabalho, dados obtidos por uma estação meteorológica foram utilizados para a realização dessa análise.

Na utilização de dados atmosféricos MODIS/Terra, foi selecionada a aquisição com a óptica de ar relativa mais próxima à aquisição TM/Landsat-5, com o intuito de favorecer a representatividade desta aquisição. A seleção foi realizada com parâmetros de geometria de aquisição disponibilizados nos produtos MODIS/Terra.

Para efeito das correções atmosféricas das imagens TM/Landsat-5 (bandas 1-5 e 7), foi necessário caracterizar a atmosfera de aquisição. Considerando os modelos de transferência radiativa utilizados, por caracterização atmosférica na faixa espectral dessas bandas entendeu-se a obtenção de três parâmetros atmosféricos que descrevessem quantitativamente as interferências atmosféricas por aerossóis, ozônio e vapor d'água (conforme seção 2.2.2).

Laake et al. (2004) utilizaram o parâmetro de turbidez de Ångström para mitigar os efeitos atmosféricos em estimativas da *Photosynthetically Active Radiation* (PAR), radiação fotossinteticamente ativa, e obtiveram melhorias nessas estimativas.



Remer et. al. (2006) recomendam a aplicação direta da profundidade óptica de aerossóis em 550nm em estudos quantitativos, uma vez que a estratégia definida no algoritmo de aerossóis foi desenvolvida para proporcionar recuperações de profundidade óptica mais acuradas em 550nm. Pagnutti et al. (2005) realizaram estudo bastante controlado, empregando-se profundidade óptica de aerossóis em 550nm na correção atmosférica de imagens de alta resolução (IKONOS e QUICKBIRD). As imagens corrigidas atmosféricamente foram confrontadas com verdades de campo considerando-se diversos alvos com respostas espectrais distintas. Esses autores concluíram que os resultados demonstraram que os dados MODIS proporcionam boas estimativas de parâmetros ligados à superfície, sendo utilizáveis em detrimento aqueles obtidos em campo.

Dessa forma, na descrição das interferências por aerossóis utilizando-se dados MODIS, foram testadas duas alternativas: “Alternativa 1”, na qual foi utilizado o parâmetro de turbidez de Ångström para determinação do parâmetro visibilidade (VIS, adimensional) e “Alternativa 2”, que foi constituída pelo uso direto da profundidade óptica de aerossóis em 550nm ( $\tau_{a(550nm)}$ , adimensional). Na descrição das interferências por vapor d'água, foi utilizada a coluna de vapor d'água integrada ao longo da coluna de ar atmosférico e nas interferências por ozônio, foi utilizada a coluna total integrada de ozônio.

Os próximos dois subitens descreverão as correções baseadas nas duas fontes de dados de caracterização atmosférica realizadas: correção com dados de fotômetro solar CIMEL e correção com dados do sensor orbital MODIS/Terra. Ambas as fontes de dados de caracterização atmosférica foram utilizadas nas correções mediante o uso de três modelos distintos de transferência radiativa (ver seção 3.4.3).

#### **3.4.2.1 Caracterização atmosférica: fotômetro solar CE317/CIMEL**

Na caracterização atmosférica com o fotômetro solar CIMEL, dois passos foram realizados: (i) calibração do CIMEL pelo método de Langley (PONZONI et al., 2004) e (ii) determinação dos valores VIS,  $U_{H_2O}$  e  $U_{O_3}$ .

Os valores de irradiância solar direta, coletados pelo fotômetro solar, produziram sinais de saída  $V_{S(\Delta\lambda)}$ . Para determinação da  $\tau_{(\Delta\lambda)}$  em cada banda espectral foi necessário calibrar o fotômetro solar utilizando-se a Equação 2.13 do método de Langley e os sinais de saída  $V_{S(\Delta\lambda)}$ . Considerando  $T_{g(\Delta\lambda)} \cong 1$  para as bandas de 1 a 4, a determinação dos coeficientes  $V_{0(\Delta\lambda)}$  foi realizada através da Equação 2.16. Para tanto, foi necessário

plotar  $\ln \left[ \frac{V_{S(\Delta\lambda)}}{D_s \cdot T_{g(\Delta\lambda)}} \right]$  versus  $m_r$ , sendo que os valores de  $V_{(\Delta\lambda)}$  utilizados foram medidos

para vários ângulos solares zenitais  $\theta_z$ . O programa das medidas utilizadas aqui é apresentado na Tabela 3.3. Os gráficos de Langley obtidos são apresentados na Figura 3.4. As principais aproximações do método de Langley são as considerações de que a atmosfera não é variável espacial e temporalmente, situações nem sempre possíveis de serem garantidas.

Tabela 3.3 - Programa de medidas

			Primeira Medida			Última Medida		
Data	Ds	Amostras	Horário Local	$\theta_z$	$m_r$	Horário Local	$\theta_z$	$m_r$
20 Junho 2007	0,9676	53	06:53h	87,2618	15,2024	17:05h	86,996	14,2884

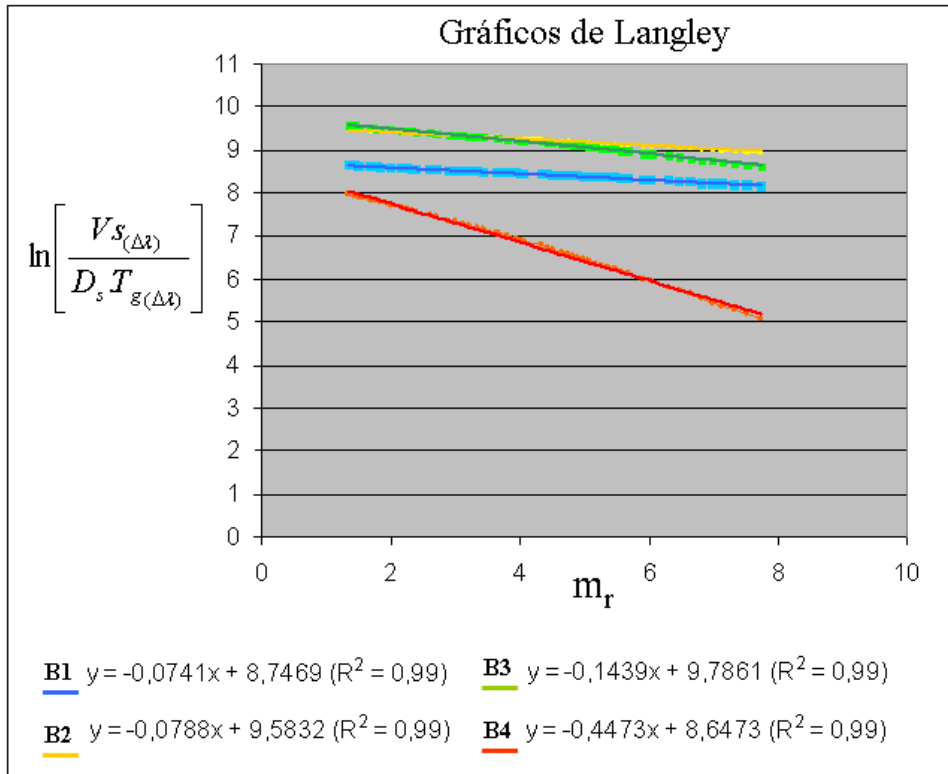


Figura 3.4 – Gráficos e os respectivos coeficientes  $a$  e  $b$  utilizados na calibração de Langley e determinação da  $\tau_{(\Delta\lambda)}$ .

Os resultados da calibração pelo método de Langley e os valores de  $\tau_{(\Delta\lambda)}$  obtidos para cada banda espectral foram listados na Tabela 3.4.

Tabela 3.4 - Calibração do fotômetro solar

Banda Cimel	$\lambda_{\text{central}}$ ( $\mu\text{m}$ )	$R^2$	$V_{0(\Delta\lambda)}$	$\tau_{(\Delta\lambda)}$	$\tau_{r(\Delta\lambda)}$	$\tau_{a(\Delta\lambda)}$
1	1,020	0,9972	6291,4226	0,076716	0,007332	0,069384
2	0,870	0,9921	14519,3753	0,087376	0,0139	0,073476
3	0,670	0,9955	17783,1487	0,162208	0,039909	0,122299
4	0,440	0,9964	5694,9020	0,502318	0,222421	0,279896

Com os valores de profundidade óptica espectral de aerossóis determinados, foi realizado o ajuste da Equação 2.10 de Ångström (1929) e, assim, a variação espectral da profundidade óptica de aerossóis  $\tau_a$  pode ser escrita pela Equação 3.4.

$$\tau_{a(\Delta\lambda)} = 0,064185 \cdot \lambda^{-1,7379} \quad [\text{adimensional}] \quad (3.4)$$

com  $R^2 = 0,97$ . Conforme apresentado na seção 2.2.3,  $\alpha$  está relacionado à distribuição média de tamanhos de aerossóis e  $\beta$ , que é o coeficiente de turbidez de Ångström, está relacionado à carga de aerossóis e à visibilidade horizontal VIS em quilômetros, de acordo com a Equação 2.18 proposta por Deschamps et al. 1981. Considerando  $\beta = 0,064185$  (Equação 3.4), então, a visibilidade horizontal encontrada foi de  $VIS \cong 33\text{Km}$  (Alternativa 1). A Equação 3.4 foi utilizada também na determinação da profundidade óptica em 550nm, cujo valor encontrado foi de  $\tau_{a(550\text{nm})} = 0,181$  (Alternativa 2).

Os valores de  $\tau_{\text{total}(\Delta\lambda)}$  foram utilizados no ajuste da equação (3.5) de profundidade óptica espectral total, em acordo com a Equação 2.21.

$$\tau_{\text{total}(\Delta\lambda)} = 0,016954 \cdot \lambda^{1492,130/\lambda} \quad [\text{adimensional}] \quad (3.5)$$

com  $R^2 = 0,96$ .

A banda 5 do fotômetro solar CE317/CIMEL, centrada em 936nm, foi utilizada para estimar a quantidade de vapor d'água, já que existe uma importante banda de absorção nessa região espectral. A partir da equação 3.4, determinou-se a  $\tau_{(936\text{nm})} = 0,0835$ . Como a transmitância espectral atmosférica  $T_{g(\Delta\lambda)}$  não pode ser aproximada a 1, como nas outras bandas, a determinação de  $V_{0(\Delta\lambda)}$  para esta banda é realizada partir da

Equação 2.20. Assim, foi necessário plotar  $\ln \left[ \frac{V_{S(\Delta\lambda)} \cdot e^{-\tau_{(\Delta\lambda)} \cdot m_r}}{D_s} \right]$  versus  $(m_r)^{0,5175}$ . O

gráfico obtido, conhecido como “gráfico de Langley modificado”, é apresentado na Figura 3.5.

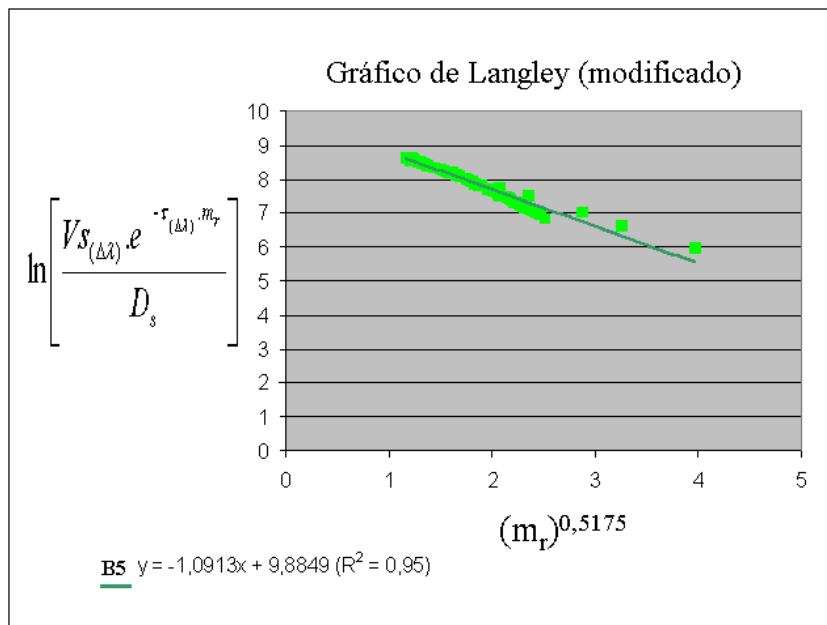


Figura 3.5 – Gráfico de Langley modificado e os respectivos coeficientes  $a$  e  $b$  na determinação de  $V_{0(\Delta\lambda)}$  e  $T_{g(\Delta\lambda)}$ .

A equação de Langley ofereceu  $V_{0(\Delta\lambda)} = 19630,72$ ,  $U_{H_2O} = 2,243 \text{ g/cm}^2$ , com  $R^2 = 0,95$ , para 53 pontos experimentais.

A coluna integrada de ozônio foi estimada a partir de um modelo atmosférico tropical, com valor de  $U_{O_3} = 0,270 \text{ cm-atm}$ . A caracterização obtida com o fotômetro é apresentada na Tabela 3.5. O valor de  $R^2$  é relacionado ao ajuste à equação proposta por Ångström (1929).

Tabela 3.5 - Caracterização Atmosférica com Fotômetro CE317/CIMEL

Caracterização Atmosférica	Alter. 1				Alter. 2	$U_{H_2O}$ (g/cm <sup>2</sup> )	$U_{O_3}$ (cm-atm)
	VIS (km)	$R^2$	$\alpha$	$\beta$	$\tau_{a(550nm)}$		
CIMEL	33	0,98	1,737	0,064	0,181	2,243	0,270

### 3.4.2.2 Caracterização atmosférica: produtos atmosféricos MODIS/Terra

Para a caracterização atmosférica a partir dos dados do sensor MODIS/Terra, foram identificadas duas aquisições de uso potencial, ambas com mesma defasagem temporal (1 dia) em relação à aquisição TM/Landsat-5. Dentre as diversas possibilidades de aquisição, considerou-se que os produtos atmosféricos MODIS mais adequados são aqueles gerados sob condições atmosféricas e de geometria de aquisição mais semelhantes às condições da imagem que se deseja corrigir atmosféricamente. Dessa forma, para efeito de escolha da aquisição MODIS/Terra mais adequada entre as disponíveis, foram utilizadas informações das condições meteorológicas nas datas de passagem dos satélites sobre a área de estudo (Tabela 3.6) e das geometrias de aquisição envolvidas (Tabela 3.7).

As informações meteorológicas foram adquiridas por uma estação meteorológica próxima à área de estudo que é mantida pela Universidade de São Paulo (USP) e está posicionada em 21°59'S e 47°26'W, a 630m de altitude.

Tabela 3.6 - Dados meteorológicos nas datas de aquisição.

<b>Aquisição (Data)</b>	<b>TM/Landsat-5 (20/06/2007) <sup>(1)</sup></b>	<b>MODIS/Terra (19/06/2007) <sup>(1)</sup></b>	<b>MODIS/Terra (21/06/2007) <sup>(1)</sup></b>
Precipitação (mm)	0	0	0
Umidade Relativa (%)	66,84	61,55	69,87
Pressão (hPa)	950,70	949,86	951,03
Temperatura Mínima (°C)	10,19 (07:10h) <sup>(2)</sup>	12,64 (23:10h) <sup>(2)</sup>	9,94 (06:20h) <sup>(2)</sup>
Temperatura Máxima (°C)	26,22 (15:20h) <sup>(2)</sup>	26,98 (15:00h) <sup>(2)</sup>	26,23 (15:20h) <sup>(2)</sup>
Temperatura Média (°C)	17,16	19,33	16,71
Irradiância Solar Máxima na Superfície (W.m <sup>-2</sup> )	669,9 (12:30h) <sup>(2)</sup>	682,5 (12:10h) <sup>(2)</sup>	675,7 (12:50h) <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Datas de aquisição. As aquisições MODIS/Terra são defasadas de 1 dia em relação às TM/Landsat-5.

<sup>(2)</sup> Horário em que o evento ocorreu.

Durante todas as aquisições consideradas, as condições na região foram de céu limpo, livre de nuvens. De acordo com os conceitos discutidos na seção 2.2, se as atmosferas

dessas aquisições forem consideradas plano-paralelas, por aproximação, a transmitância espectral total de radiação  $T_{\text{total}(\Delta\lambda)}$  em cada aquisição pode ser calculada em função de duas grandezas, conforme a Equação 3.6.

$$T_{\text{total}(\Delta\lambda)} = e^{-\tau_{\text{total}(\Delta\lambda)} \cdot m_r} \quad [\text{adimensional}] \quad (3.6)$$

onde  $\tau_{\text{total}(\Delta\lambda)}$  é a profundidade óptica espectral total, resultante dos efeitos de absorção por gases e de espalhamento atmosféricos (aproximação), e  $m_r$  representa a massa óptica de ar relativa atravessada pela radiação ( $m_r = \sec(\theta)$ ), dependente unicamente do ângulo zenital solar (para o trajeto sol-alvo) ou do ângulo zenital do sensor (no trajeto alvo-sensor). A utilização da Equação 3.6 para descrição das interferências atmosféricas no trajeto alvo-sensor também é uma aproximação. Não obstante, facilitará o entendimento das influências na massa óptica de ar relativa, quando esta é considerada plano-paralela.

A Tabela 3.6 indica que não houve precipitação nas datas de aquisição, sugerindo pouca alteração na concentração de aerossóis. Além disso, demonstra que os valores de umidade relativa foram próximos entre si, favorecendo semelhanças do raio médio de aerossóis.

As medidas de pressão em superfície foram similares, sugerindo estabilidade atmosférica no período. As semelhanças nas temperaturas e nas irradiâncias solares na superfície e seus respectivos horários de ocorrência reforçam a proximidade nas características de absorção e de espalhamento atmosféricas dessas aquisições. Dessa forma, os parâmetros analisados demonstraram que é razoável considerar que as condições de espalhamento e de absorção atmosféricas, na aquisição TM, foram similares às condições encontradas nas duas aquisições MODIS, potencializando a utilização de ambas as aquisições deste último sensor.

Com essa disponibilidade de aquisições MODIS/Terra, a escolha da mais adequada para a caracterização atmosférica da aquisição TM/Landsat-5 seguiu-se com o estudo de

alguns parâmetros importantes relacionados às geometrias de aquisição desses sensores, apresentados na Tabela 3.7.

Tabela 3.7 - Parâmetros de geometria de aquisição dos dados disponíveis.

<b>Aquisição (Data)</b>	<b>TM/Landsat-5 (20/06/2007)</b>	<b>MODIS/Terra (19/06/2007)</b>	<b>MODIS/Terra (21/06/2007)</b>
Horário Local	13:04h	13:30h	13:20h
$\theta_z^{(1)}$ (graus)	54,16	51,28	52,77
$m_{r,z}^{(2)}$	1,71	1,60	1,65
$\theta_v^{(1)}$ (graus)	0	17,90	9,24
$m_{r,v}^{(2)}$	1	1,05	1,01

<sup>(1)</sup>  $\theta_z$  e  $\theta_v$  representam os ângulos zenitais do Sol e do sensor, respectivamente. Os ângulos zenitais (sol e sensor) MODIS/Terra referem-se ao *pixel* de interesse.

<sup>(2)</sup>  $m_{r,z}$  e  $m_{r,v}$  são as massas ópticas de ar relativas referentes ao trajeto Sol-alvo e alvo-sensor, respectivamente.

Considerando os valores de  $\tau_{\text{total}(\Delta\lambda)}$  similares entre as diferentes aquisições (investigação anterior), desprende-se da Equação 3.6 que se os valores de  $m_r$  também forem próximos entre si, as transmitâncias poderão ser consideradas similares. Essa interpretação induziu à escolha dos dados MODIS/Terra de 21 de Junho 2007 como os mais adequados para todos os parâmetros atmosféricos envolvidos (Alternativa 1: VIS; Alternativa 2:  $\tau_{a(550\text{nm})}$ ,  $U_{\text{H}_2\text{O}}$  e  $U_{\text{O}_3}$ ), já que os valores dos ângulos zenitais e, conseqüentemente, as  $m_r$  dessa aquisição foram mais próximas às da situação de aquisição TM/Landsat-5.

Os produtos MODIS/Terra selecionados foram submetidos a duas etapas de preparação: (i) georreferenciamento com dados de posicionamento que acompanham esses produtos e (ii) transformação dos ND originais nas unidades físicas de uso convencional em MTRs, realizada com a aplicação dos fatores de escala disponibilizados nos produtos.

Os produtos atmosféricos MODIS/Terra utilizados neste trabalho foram listados na Tabela 3.8.



Tabela 3.8 - Produtos MODIS/Terra<sup>(1)</sup>

<b>Produto MODIS* (Parâmetro)</b>	<b>Nome da camada (Resolução Espacial)</b>
MOD04 $\tau_{a(\Delta\lambda)}$	AOD em 0,55 $\mu\text{m}$ (10km)
	AOD corrigida em 0,47 $\mu\text{m}$ , 0,55 $\mu\text{m}$ e 0,66 $\mu\text{m}$ (10km)
	AOD corrigida em 2,13 $\mu\text{m}$ (10km)
MOD05 $U_{\text{H}_2\text{O}}$	Coluna total integrada de vapor d'água obtida com bandas do NIR (1km)
	Coluna total integrada de vapor d'água obtida com bandas do IR (5km)
MOD07 $U_{\text{O}_3}$	Coluna total integrada de ozônio (5km)

<sup>(1)</sup> Todos os produtos utilizados foram gerados pela coleção C005-L de algoritmos.

Esses produtos são disponibilizados gratuitamente aos usuários pelo *Goddard Space Flight Center* (NASA, 2007). São constituídos por camadas, as quais representam parâmetros atmosféricos.

O procedimento de caracterização atmosférica utilizando esses produtos foi organizado em três passos para a Alternativa 1: (i) extração dos valores de profundidade óptica espectrais de aerossóis  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  nas bandas centradas em 0,47 $\mu\text{m}$ , 0,55 $\mu\text{m}$ , 0,66 $\mu\text{m}$  e 2,13 $\mu\text{m}$  para determinação do parâmetro de turbidez de Ångström e posteriormente, a visibilidade VIS, (ii) obtenção do valor de vapor d'água  $U_{\text{H}_2\text{O}}$  e (iii) obtenção do valor de ozônio  $U_{\text{O}_3}$ . Na Alternativa 2, o passo (i) foi substituído pela aplicação direta dos dados de profundidade óptica de aerossóis em 550nm, e os passos (ii) e (iii) foram análogos aos da Alternativa 1.

Para a extração dos valores de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$ ,  $U_{\text{H}_2\text{O}}$  e  $U_{\text{O}_3}$ , as coordenadas da área de estudo foram utilizadas na determinação dos *pixels* de interesse nas diferentes camadas, considerando a diversidade de resoluções espaciais existentes (ver Tabela 3.8).

Ruídos nos detectores do sensor MODIS e as aproximações realizadas pelo algoritmo de aerossóis (por exemplo, estimativas da refletância de superfície e das propriedades do aerossol) são fontes de incerteza para as recuperações de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  obtidas (REMER et al., 2006). As incertezas envolvidas podem subestimar ou superestimar essas recuperações,

com a possibilidade da geração de valores negativos de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  (ver *pixels* brancos, Figura 3.6), principalmente em condições de alta visibilidade ( $\tau_{a(550nm)} < 0,15$ ) ou na presença de poeira (REMER et al., 2005). Recuperações de valores negativos são absurdas, porém, a coleção C005-L de algoritmos mantém essas recuperações negativas originalmente para permitir a descrição estatística mais adequada das incertezas envolvidas.

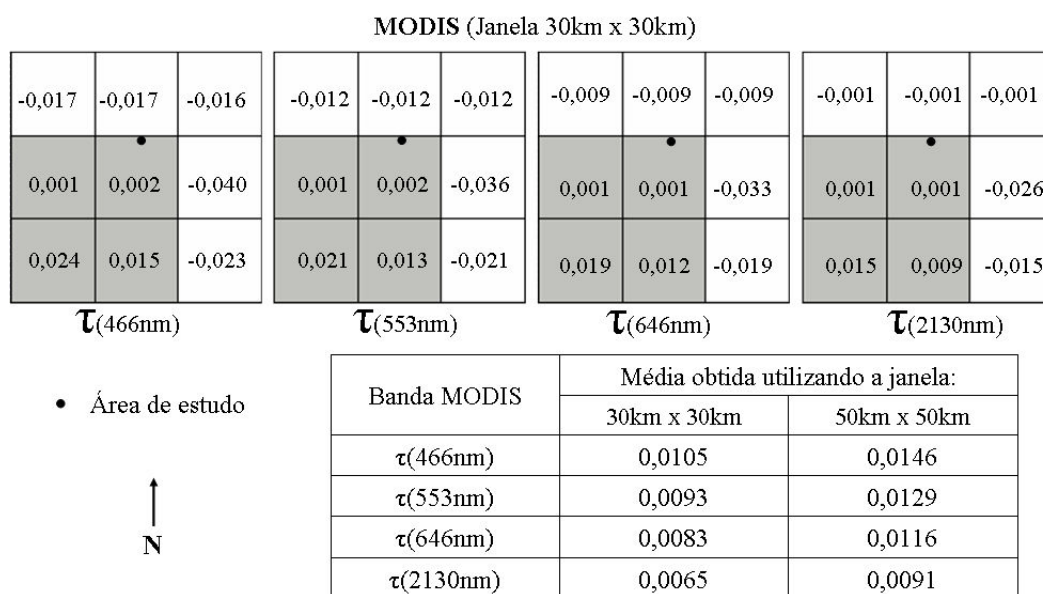


Figura 3.6 - Janelas 30km x 30km representadas nos produtos  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  MODIS estudados: a localização do pasto é sinalizada com um círculo preto no pixel de interesse. O cálculo das médias de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  para ambas as janelas não incluiu os valores nulos de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$ .

Estudos de validação revelaram que, em muitas situações, as recuperações de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  encontradas nos produtos MODIS são altamente correlacionadas com aquelas obtidas em campo com fotômetros solares (REMER et al., 2006). Apesar disso, em decorrência das incertezas citadas anteriormente, muitas vezes, esses valores de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  (altamente correlacionados) são distorcidos dos valores reais.

Aqui, os valores de  $\tau_{a(550nm)}$  MODIS recomendados em estudos quantitativos (REMER et al., 2006) foram empregados diretamente na tentativa de determinação da visibilidade a partir da metodologia proposta por Koschmieder (1926). Essa metodologia,

diferentemente das Alternativas 1 e 2 discutidas anteriormente, forneceu valores de visibilidade muito elevados, que ultrapassaram os 250km, condição incoerente com a realidade local.

Em algumas situações, os valores de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  encontrados nos produtos MODIS demonstraram certa “coerência espectral” (ver bandas MODIS, Figura 3.5) já que, como assinala KAUFMAN (1993), o efeito de espalhamento por aerossóis normalmente é mais intenso em comprimentos de ondas menores do visível e menos intenso em comprimentos de onda do infravermelho médio. Uma exceção a esta regra são as poeiras de desertos, que também podem espalhar intensamente em comprimentos de onda do infravermelho próximo e médio (KAUFMAN, 1993).

A provável “coerência espectral” existente será estudada com maior profundidade à frente, a partir da determinação dos parâmetros de Ångström: (i) expoente de Ångström e (ii) o parâmetro de turbidez de Ångström.

Laake et al. (2004) utilizaram o parâmetro de turbidez de Ångström para mitigar os efeitos atmosféricos em estimativas da PAR, melhorando essas estimativas.

Dessa forma, considerando os valores de visibilidade insatisfatórios obtidos com a metodologia de Koschmieder (1926), o esforço de utilização dos dados MODIS na estimativa da visibilidade VIS prosseguiu com a utilização do parâmetro de turbidez (Alternativa 1), aplicando-se a Equação 2.18 de visibilidade de Deschamps et al. (1981). Essa metodologia ofereceu resultados coerentes (Tabela 3.9). Assim, o valor de visibilidade (VIS) foi determinado, encerrando-se o passo (i) para a Alternativa 1. Uma análise mais detalhada por intermédio dos parâmetros de Ångström é realizada na seção 4 para discutir a exploração da “coerência espectral” aventada. Para a Alternativa 2 o primeiro passo consistiu na simples extração do valor de profundidade óptica espectral de aerossóis em 550nm,  $\tau_{a(550nm)}$ .

As obtenções dos valores de  $U_{H_2O}$  (passo ii) e  $U_{O_3}$  (passo iii) foram realizadas a partir da extração de valores dos *pixels* de interesse identificados nos produtos MODIS. Em algumas situações, usuários encontrarão *pixels* de interesse MODIS com valores espúrios, como por exemplo, valores negativos de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$ . Uma solução possível para esse caso é a extração da média aritmética de uma janela centrada no *pixel* de interesse. Essa janela deve ser delimitada preferencialmente pelo produto mais sujeito à variabilidade espacial. Conforme sugerem Liang et al. (2001), frequentemente a maior heterogeneidade na distribuição espacial ocorre com aerossóis.

Neste trabalho essa alternativa foi testada por intermédio de duas janelas. Primeiramente, uma janela de 30km x 30km (Figura 3.6) foi delimitada em todas as camadas utilizadas e médias aritméticas para os produtos de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$ ,  $U_{H_2O}$  e  $U_{O_3}$  foram calculadas utilizando-se os *pixels* com valores positivos encerrados por essa janela. Essas médias também foram utilizadas para caracterizar a atmosfera, seguindo-se os mesmos três passos descritos anteriormente na situação de extração de valores pelo *pixel* de interesse. O mesmo procedimento foi realizado para uma janela de 50km x 50km, visando a avaliação do impacto que o aumento de área pode provocar nas caracterizações obtidas.

Dessa forma, para cada metodologia (1 e 2), seriam obtidas três caracterizações distintas com os dados MODIS: uma resultante dos valores extraídos do *pixel* de interesse, outra a partir dos valores calculados com as médias aritméticas da janela de 30km x 30km e, por fim, a caracterização obtida com a janela de 50km x 50km. Todavia, como apresentado na Tabela 3.8, o produto MOD05 oferece duas alternativas de recuperação de vapor d'água. Uma utiliza bandas situadas no NIR (centradas em 865nm, 1240nm, 905nm, 936nm e 940nm, infravermelho próximo) e outra utiliza bandas situadas no IR (centradas em 6715nm, 7315nm e 8550nm, infravermelho distante). Essas duas alternativas foram testadas, compondo caracterizações atmosféricas diferentes.

Assim, foram obtidas seis caracterizações atmosféricas distintas para cada alternativa: (i) duas caracterizações para valores extraídos do *pixel* de interesse: uma utilizando o

vapor d'água recuperado pelas bandas NIR e outra pelas bandas IR; (ii) duas caracterizações resultantes da extração de valores por média da janela de 30km x 30km: da mesma forma, uma utiliza o vapor d'água recuperado pelas bandas NIR e outra pelas bandas IR e, finalmente, (iii) duas caracterizações resultantes da extração de valores por média da janela de 50km x 50km, análogas aos casos anteriores. Para as duas alternativas, as caracterizações, os valores de  $R^2$  e os parâmetros referentes ao ajuste da fórmula de Ångström são listados na Tabela 3.9.

Tabela 3.9 - Caracterizações atmosféricas com MODIS/Terra.

Caracterização Atmosférica	Alter. 1				Alter. 2	$U_{H_2O}$ (g/cm <sup>2</sup> )	$U_{O_3}$ (cm-atm)
	VIS (km)	$R^2$	$\alpha$	$\beta$	$\tau_{a(550nm)}$		
MODIS/PIR <sup>(1)</sup>	93	0,49	0,411	0,001	0,002	1,71	0,265
MODIS/PNIR	93	0,49	0,411	0,001	0,002	2,00	0,265
MODIS/J30IR	65	0,90	0,285	0,008	0,009	1,69	0,264
MODIS/J30NIR	65	0,90	0,285	0,008	0,009	1,86	0,264
MODIS/J50IR	60	0,91	0,288	0,011	0,013	1,67	0,263
MODIS/J50NIR <sup>(2)</sup>	60	0,91	0,288	0,011	0,013	1,84	0,263

Exemplos:

<sup>(1)</sup>MODIS/PIR é a caracterização MODIS obtida com os valores extraídos do *Pixel* de interesse, utilizando a recuperação de vapor d'água das bandas IR.

<sup>(2)</sup>MODIS/J50NIR é a caracterização obtida com os valores de média extraídos a partir da Janela de 50km x 50km, utilizando a recuperação de vapor d'água das bandas NIR.

### 3.4.3 Aplicação dos Modelos de Transferência Radiativa

Com as caracterizações determinadas, para efeito das correções atmosféricas das imagens FRBa<sub>( $\Delta\lambda$ )</sub> TM/Landsat-5 (bandas 1-5 e 7), foram testados três modelos de transferência radiativa distintos com o intuito de identificar possíveis interferências desses MTRs na análise. São eles:

- a) MODTRAN4;
- b) 5S; e

c) 6S.

É necessário reforçar que cada aplicativo utilizado possui maneiras particulares de inserção dos dados. Essas diferenças estão relacionadas à natureza de entrada do dado (imagem ou valores pontuais), como também às unidades requisitadas em cada modelo. Nos aplicativos SCORADIS e 6S, a distribuição volumétrica de aerossóis representativa da área de estudo foi selecionada como sendo a “continental” e, no FLAASH, a opção que mais se adequava, e que por isso foi selecionada, é a “rural”.

As imagens  $FRBa_{(\Delta\lambda)}$  foram corrigidas testando-se todas as caracterizações determinadas, segundo as duas alternativas de descrição de interferências por aerossóis (Alternativa 1 e Alternativa 2). Os valores de  $U_{H_2O}$  e  $U_{O_3}$  referentes a cada caracterização são comuns às duas alternativas testadas.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Considerações gerais.

Assim como discutido na seção 2.1, é necessário salientar que o sucesso nas escolhas das melhores caracterizações obtidas aqui está condicionado à suposição de que os coeficientes de calibração absoluta das imagens TM/Landsat-5 são suficientemente acurados.

Conforme indicado na seção 2.5, o aplicativo FLAASH só permite a caracterização da quantidade de aerossóis por intermédio do parâmetro VIS. Independentemente da melhor alternativa de caracterização eleita aqui (Alternativa 1, VIS ou Alternativa 2, AOD), sempre que possível, as figuras e tabelas apresentadas demonstraram os resultados obtidos para os três modelos de transferência radiativa estudados. Ou seja, a maioria das figuras e tabelas foi confeccionada com os resultados obtidos por caracterizações via visibilidade (Alternativa 1, VIS). A alternativa de caracterização empregada será devidamente mencionada a cada figura e tabela apresentada.

Para comparar preliminarmente os valores de FRBa e os valores de FRBs calculados a partir das correções atmosféricas das imagens TM/Landsat-5 com aqueles determinados em campo, foram elaborados gráficos (curvas de FRB) utilizando os valores médios de FRBs calculados com as 66 amostras (procedimento descrito anteriormente, seção 3.3), onde são representados também os desvios padrões em torno dessas médias (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3).

Para análise mais detalhada das diferenças existentes entre as caracterizações, foram calculados os valores de RMSE relativos às caracterizações atmosféricas testadas, cujas referências utilizadas nos cálculos foram os valores médios de FRBs obtidos em campo. Os RMSE foram representados em gráficos para facilitar a identificação de comportamentos (Figuras 4.5 e 4.7) e seus valores precisos foram relacionados nas Tabelas 4.4 e 4.6.

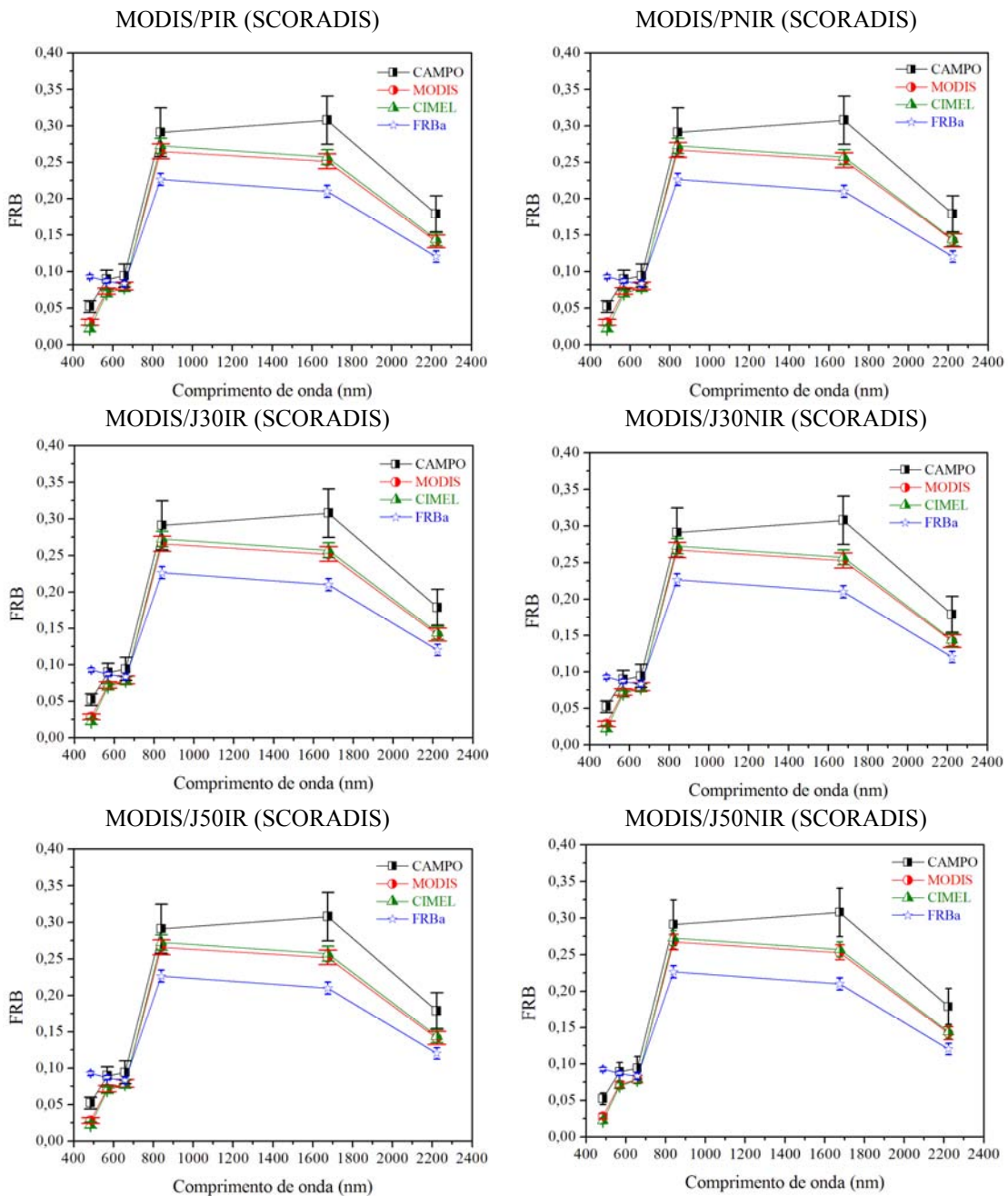


Figura 4.1 - Curvas de FRB. Em cada gráfico: a curva rotulada como “CAMPO” foi obtida do valor médio de FRB calculado com as 66 amostras coletadas em campo; a curva “CIMEL” foi obtida da média dos pixels da imagem TM/Landsat-5 corrigida atmosféricamente utilizando-se a caracterização do fotômetro solar CIMEL; a curva “MODIS” foi obtida da correção utilizando-se a caracterização MODIS especificada ao topo do gráfico; e a curva “FRBa” representa o valor médio de Fator de Refletância Bidirecional aparente. Nestes gráficos são apresentados apenas os FRB resultantes da aplicação das caracterizações da Alternativa 1 (VIS), utilizando-se o aplicativo SCORADIS.



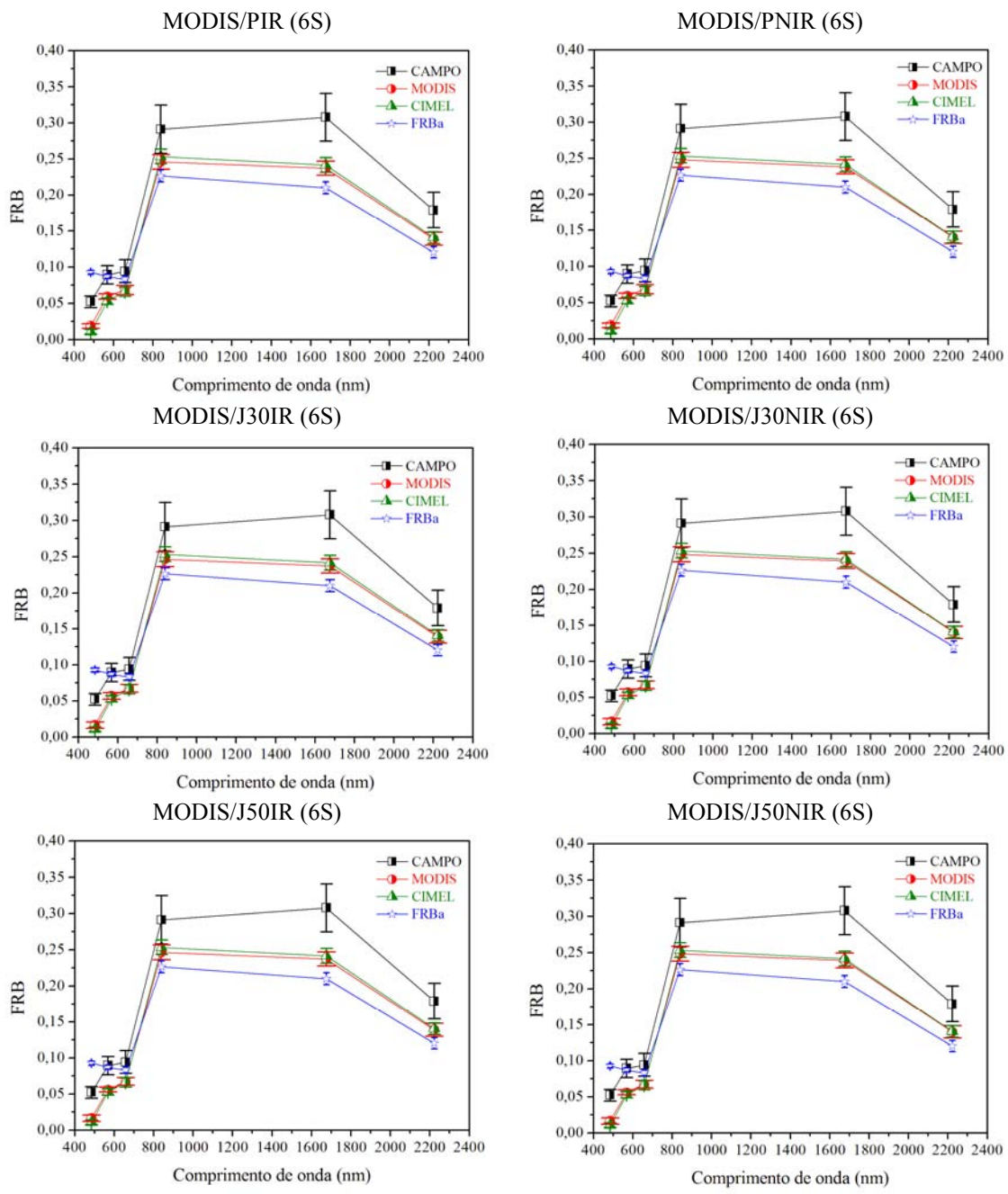


Figura 4.2 - Curvas de FRB. Em cada gráfico: a curva rotulada como “CAMPO” foi obtida do valor médio de FRB calculado com as 66 amostras coletadas em campo; a curva “CIMEL” foi obtida da média dos pixels da imagem TM/Landsat-5 corrigida atmosféricamente utilizando-se a caracterização do fotômetro solar CIMEL; a curva “MODIS” foi obtida da correção utilizando-se a caracterização MODIS especificada ao topo do gráfico; e a curva “FRBa” representa o valor médio de Fator de Refletância Bidirecional aparente. Nestes gráficos são apresentados apenas os FRB resultantes da aplicação das caracterizações da Alternativa 1 (VIS), utilizando-se o aplicativo 6S.

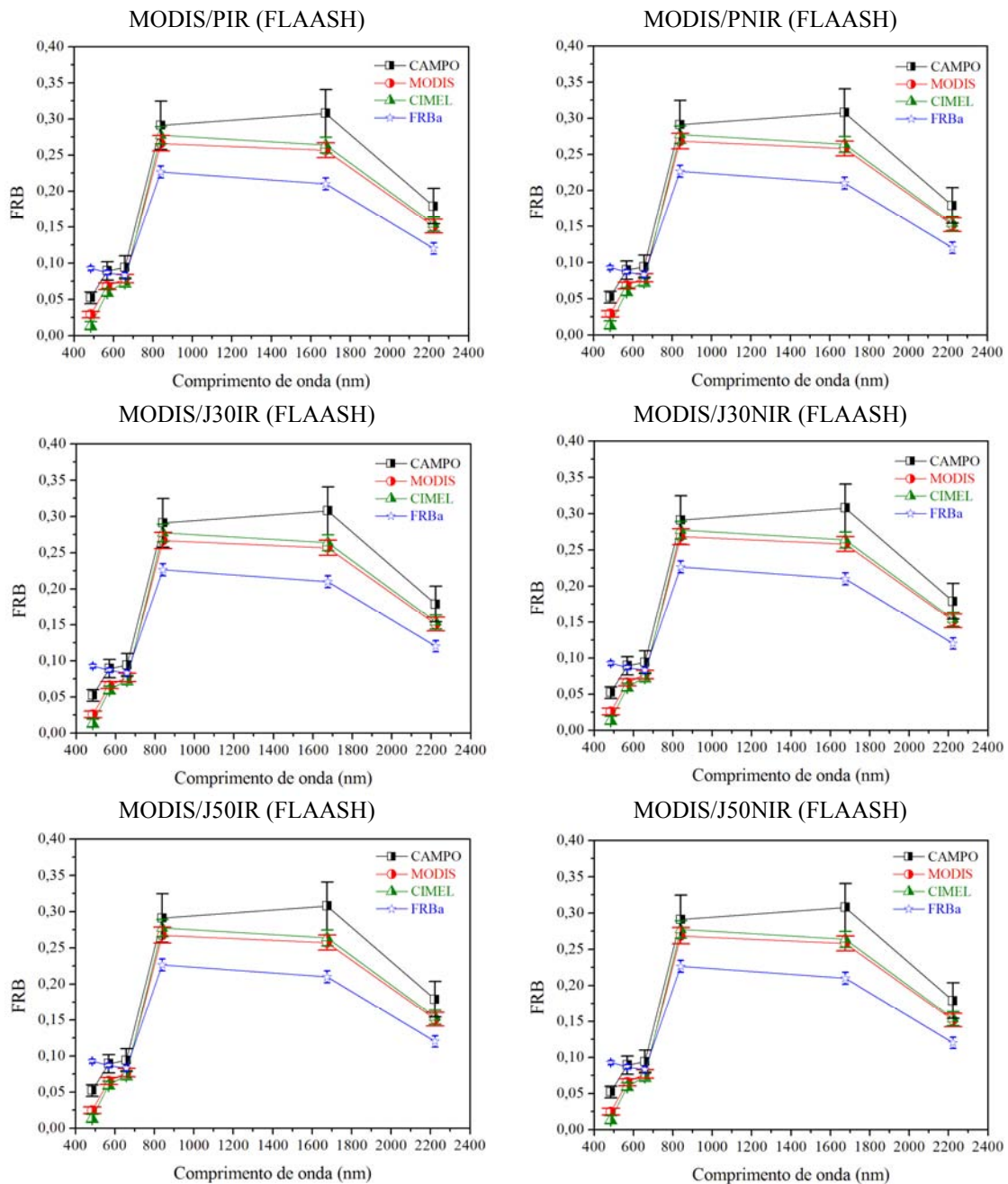


Figura 4.3 - Curvas de FRB. Em cada gráfico: a curva rotulada como “CAMPO” foi obtida do valor médio de FRB calculado com as 66 amostras coletadas em campo; a curva “CIMEL” foi obtida da média dos pixels da imagem TM/Landsat-5 corrigida atmosféricamente utilizando-se a caracterização do fotômetro solar CIMEL; a curva “MODIS” foi obtida da correção utilizando-se a caracterização MODIS especificada ao topo do gráfico; e a curva “FRBa” representa o valor médio de Fator de Refletância Bidirecional aparente. Nestes gráficos são apresentados apenas os FRB resultantes da aplicação das caracterizações da Alternativa 1 (VIS), utilizando-se o aplicativo FLAASH.

Com o intuito de examinar a existência de correlação estatística entre os FRBs obtidos em campo e aqueles determinados pelas diferentes correções atmosféricas realizadas, gráficos de dispersão foram plotados utilizando-se as 66 amostras existentes (Figuras 4.6 e 4.8). Complementando esse estudo, coeficientes de correlação de Pearson e coeficientes de Spearman também foram calculados e acondicionados na Tabelas 4.5 e 4.7.

Os modelos de transferência radiativa ofereceram resultados bastante semelhantes entre si, considerando-se que as diferenças de FRB existentes entre as caracterizações testadas foram preservadas nos MTRs (ver Figuras 4.5 e 4.7).

Como se esperava, as Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 mostraram que os desvios padrões foram mais pronunciados nas curvas de comportamento espectral obtidas em campo, em relação àqueles provenientes das curvas das correções atmosféricas (CIMEL e MODIS). Essa realidade é consequência da menor resolução espacial do sensor TM/Landsat-5 e de sua menor sensibilidade radiométrica, quando em comparação ao espectrorradiômetro ASD FieldSpec PRO utilizado em campo. Somado a isso, é necessário salientar que os efeitos de espalhamento causados pela atmosfera suavizam as diferenças de FRB existentes (TANRÉ et al. 1979) e, geralmente, mesmo após os procedimentos de correção atmosférica, parte dessa suavização ainda persiste, ajudando na diminuição dos desvios padrões.

A Tabela 4.1 apresenta os desvios padrões calculados com *pixels* da imagem TM/Landsat-5 sem correção atmosférica (FRBa) e com *pixels* das imagens corrigidas atmosféricamente pelos três MTRs testados. É perceptível que os desvios padrões dos *pixels* da imagem FRBa foram sempre inferiores àqueles obtidos com os MTRs, indicando que todos os MTRs testados foram eficazes na mitigação dos efeitos de suavização que a atmosfera provoca nas diferenças existentes entre FRBs.

Tabela 4.1 – Desvios Padrões. Empregando-se a Alternativa 1 (VIS).

FRB	Caracterização Atmosférica	Desvio Padrão (banda)					
		TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
Aparente	-	0,0026	0,0029	0,0041	0,0084	0,0082	0,0075
Superfície (SCORADIS)	CIMEL	0,0041	0,0043	0,0054	0,0105	0,0102	0,0089
	MODIS/PIR	0,0039	0,0042	0,0052	0,0101	0,0099	0,0087
	MODIS/PNIR	0,0039	0,0042	0,0052	0,0102	0,0100	0,0088
	MODIS/J30IR	0,0039	0,0042	0,0053	0,0102	0,0100	0,0087
	MODIS/J30NIR	0,0039	0,0042	0,0053	0,0102	0,0100	0,0087
	MODIS/J50IR	0,0040	0,0042	0,0053	0,0102	0,0100	0,0087
	MODIS/J50NIR	0,0040	0,0042	0,0053	0,0102	0,0100	0,0088
Aparente	-	0,0026	0,0029	0,0041	0,0084	0,0082	0,0075
Superfície (6S)	CIMEL	0,0034	0,0044	0,0061	0,0099	0,0102	0,0079
	MODIS/PIR	0,0033	0,0038	0,0062	0,0101	0,0098	0,0088
	MODIS/PNIR	0,0033	0,0038	0,0062	0,0104	0,0095	0,0083
	MODIS/J30IR	0,0043	0,0044	0,0051	0,0102	0,0096	0,0088
	MODIS/J30NIR	0,0043	0,0044	0,0051	0,0101	0,0102	0,0083
	MODIS/J50IR	0,0043	0,0034	0,0051	0,0102	0,0096	0,0088
	MODIS/J50NIR	0,0043	0,0034	0,0051	0,0101	0,0102	0,0083
Aparente	-	0,0026	0,0029	0,0041	0,0084	0,0082	0,0075
Superfície (FLAASH)	CIMEL	0,0053	0,0053	0,0065	0,0120	0,0107	0,0096
	MODIS/PIR	0,0044	0,0045	0,0056	0,0107	0,0102	0,0093
	MODIS/PNIR	0,0044	0,0046	0,0056	0,0108	0,0103	0,0094
	MODIS/J30IR	0,0046	0,0047	0,0058	0,0109	0,0103	0,0094
	MODIS/J30NIR	0,0046	0,0047	0,0058	0,0110	0,0103	0,0094
	MODIS/J50IR	0,0047	0,0048	0,0059	0,0110	0,0103	0,0094
	MODIS/J50NIR	0,0047	0,0048	0,0059	0,0111	0,0104	0,0094

As Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 indicam, em alguns gráficos, que os desvios padrões obtidos com o aplicativo SCORADIS chegam a incluir aqueles provenientes da curva “CAMPO”, principalmente na faixa espectral do visível. Isso também acontece com o aplicativo FLAASH na faixa espectral do infravermelho médio.

De maneira geral, é possível concluir que as curvas de FRBs obtidas das correções atmosféricas (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3), quando comparadas à curva de FRBa, ofereceram melhorias acentuadas na conformidade espectral com a curva de FRB obtida em campo. Em outras palavras, as curvas de FRB corrigidas atmosféricamente foram mais fiéis àquela obtida em campo. Apesar das melhorias nas fidelidades dessas curvas, percebe-

se que aos valores médios de FRBs provenientes das correções atmosféricas foram um pouco subestimados, sobretudo na banda espectral TM5: nesta banda, os FRBs foram inferiores aos estimados na banda TM4, inclusive (comportamento distinto daquele observado em campo). Uma discussão minuciosa desses e de outros resultados obtidos em cada faixa espectral será realizada nos próximos itens.

#### **4.2 Visível: bandas TM1 (centrada em 485nm), TM2 (569nm) e TM3 (658nm)**

A banda Chappuis de absorção por ozônio (de 440nm a 800nm) atua mitigando os sinais registrados na faixa espectral do visível (FLITTNER et al., 1993). O ozônio é um componente pouco variável no espaço e no tempo (LIANG et al., 2001). Essa realidade permite a criação de modelos que explicam, com algum grau de fidelidade, suas variações, como o modelo atmosférico tropical utilizado aqui na caracterização atmosférica com fotômetro solar CE317/CIMEL. Nesse aspecto, as diferenças de coluna total integrada de ozônio encontradas entre a caracterização atmosférica via CIMEL e as caracterizações via dados MODIS, foram inferiores a 0,008cm-atm (ver Tabelas 3.5 e 3.9).

A Tabela 4.2 apresenta uma análise do impacto das alterações de  $U_{O_3}$  nos FRBs do pasto, levando em consideração os valores  $U_{O_3}$  mais distintos encontrados nas caracterizações analisadas aqui ( $U_{O_3} = 0,263\text{cm-atm}$ , nas caracterizações MODIS/J50IR e MODIS/J50NIR e  $U_{O_3} = 0,270\text{cm-atm}$ , nas caracterizações realizadas com o fotômetro CIMEL), fixando-se os mesmos valores de visibilidade ( $VIS = 70\text{Km}$ ) e vapor d'água ( $U_{H_2O} = 2,00\text{g/cm}^2$ ). É possível observar que as alterações de  $U_{O_3}$  provocaram diferenças desprezíveis de FRBs nas bandas situadas no visível: TM1 (485nm), TM2 (569nm) e TM3 (658nm), sujeitas à absorção da banda Chappuis. Dessa forma, é razoável considerar a igualdade dos valores de ozônio obtidos nas diferentes caracterizações e ainda que nas bandas TM1, TM2 e TM3 os impactos foram meramente provenientes do espalhamento Rayleigh e de aerossóis.

Tabela 4.2 - Impactos das alterações na concentração de Ozônio ( $U_{O_3}$ )<sup>(1)</sup>.

Banda	FRB <sub>(médio)</sub> <sup>(1)</sup>		Desvios
	$U_{O_3} = 0,263$ (cm-atm)	$U_{O_3} = 0,270$ (cm-atm)	
TM1	0,0280	0,0279	-0,00008
TM2	0,0725	0,0722	-0,00030
TM3	0,0798	0,0797	-0,00015

<sup>(1)</sup>Valores determinados com o modelo SCORADIS, utilizando-se a Alternativa 1 (VIS).

Para identificar qual das duas alternativas de caracterização aplicadas aos dados MODIS ofereceu os melhores valores de FRBs (Alternativa 1, VIS e Alternativa 2,  $\tau_{a(550nm)}$ ), foram selecionadas as bandas TM/Landsat-5 do visível, que são as mais sujeitas aos efeitos de espalhamento por aerossóis e menos influenciadas por absorção de vapor d'água. Os valores de RMSE obtidos para os FRBs são apresentados na Tabela 4.3 e representados graficamente na Figura 4.4. Esses gráficos mostraram que, independentemente do aplicativo de correção atmosférica aplicado e da caracterização atmosférica aplicada (*pixel*, janela de 30km x 30km ou janela 50km x 50km), a Alternativa 2 sempre ofereceu estimativas com erros menores de FRB, corroborando as recomendações de Remer et. al. (2006) de aplicação direta dos dados de  $\tau_{a(550nm)}$ . Esses resultados sugerem que as estimativas dos parâmetros de Ångström com dados MODIS possivelmente não foram suficientemente representativas (apresentadas na Tabela 3.9).

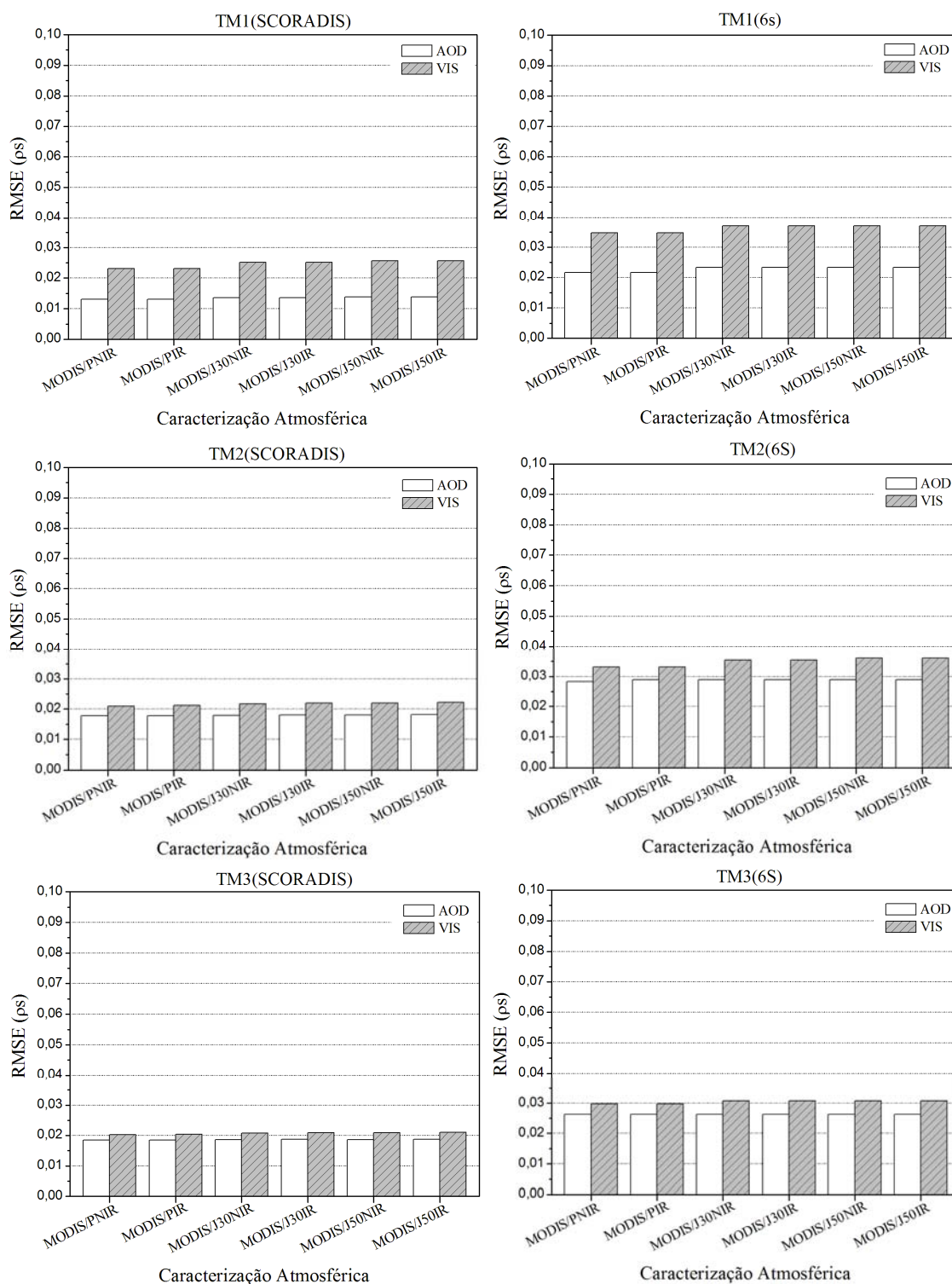


Figura 4.4 – Comparação gráfica dos RMSE obtidos por caracterizações da Alternativa 1 (VIS) e Alternativa 2 (AOD) utilizando-se os aplicativos SCORADIS e 6S. Em cinza, os resultados obtidos pela Alternativa 1 (VIS).

Tabela 4.3 - *Root Mean Square Errors* (Alternativas 1 e 2).

MTR <sup>(1)</sup>	Caracterização Atmosférica	Alternativa 1 VIS			Alternativa 2 $\tau_{a(550nm)}$		
		TM1	TM2	TM3	TM1	TM2	TM3
SCORADIS	MODIS/PNIR	0,023	0,021	0,020	0,013	0,017	0,018
	MODIS/PIR	0,023	0,021	0,020	0,013	0,017	0,018
	MODIS/J30NIR	0,025	0,021	0,020	0,013	0,017	0,018
	MODIS/J30IR	0,025	0,022	0,020	0,013	0,018	0,018
	MODIS/J50NIR	0,025	0,022	0,020	0,013	0,018	0,018
	MODIS/J50IR	0,025	0,022	0,021	0,013	0,018	0,018
6S	MODIS/PNIR	0,034	0,033	0,029	0,021	0,028	0,026
	MODIS/PIR	0,034	0,033	0,029	0,021	0,028	0,026
	MODIS/J30NIR	0,036	0,035	0,030	0,023	0,028	0,026
	MODIS/J30IR	0,036	0,035	0,030	0,023	0,028	0,026
	MODIS/J50NIR	0,036	0,036	0,030	0,023	0,028	0,026
	MODIS/J50IR	0,036	0,036	0,030	0,023	0,028	0,026

<sup>(1)</sup> Modelo de Transferência Radiativa utilizado.

Segundo Levy (2007), distribuições de tamanho de aerossóis dominadas por aerossóis de malha fina possuem  $\alpha \geq 1,6$  e distribuições dominadas por malha grossa possuem  $\alpha \leq 0,6$ . Iqbal (1983) salienta que, na prática, geralmente os aerossóis encontrados têm  $\alpha$  entre 0,5 e 2,5. Na Tabela 3.5 é possível observar que o fotômetro solar CIMEL recuperou um expoente de Ångström coerente (1,737), recaindo nos intervalos previstos em literatura. A Tabela 3.9 demonstra que, de maneira geral, os expoentes de Ångström calculados com os dados MODIS/Terra ofereceram valores muito distantes dos encontrados com o fotômetro solar CIMEL. Esses valores foram inferiores a 0,3 e remetem a um aerossol de diâmetro extremamente grosseiro, semelhante ao de poeiras encontradas em desertos, realidade distinta da encontrada no local do experimento.

Como demonstra a Figura 2.7 (seção 2.2.3), em condições de visibilidade muito elevada (ou seja, com valores  $\beta$  muito pequenos) as diferenças de transmitância espectral (e conseqüentemente de profundidade óptica espectral) são menores quando comparadas às outras situações de turbidez. A existência de variações mais sutis nas diferentes profundidades ópticas espectrais torna as situações de alta visibilidade mais susceptíveis às incertezas por ventura existentes. Assim, nessas situações, é evidente a maior dificuldade na estimativa de expoentes de Ångström acurados. Essa realidade é



observada aqui nas estimativas de expoentes de Ångström realizadas com os dados MODIS/Terra: as diferentes incertezas existentes em cada banda espectral aliadas à condição de alta visibilidade foram provavelmente as responsáveis pelas estimativas ruins.

Esses resultados refletem que os dados de  $\tau_{\Delta\lambda}$  MODIS recuperados estão fortemente sujeitos a incertezas distintas ao longo do espectro, cujas principais fontes citadas em literatura são: (i) a *Signal Noise to Ratio* (SNR) das bandas espectrais chegam a variar 46% (Remer et al., 2006); (ii) o modelo de aerossóis assumido pelo algoritmo de recuperação MODIS não é igualmente apropriado em todas as faixas espectrais e (iii) as metodologias de determinação do sinal proveniente da camada de aerossóis. Não obstante, os valores de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  MODIS existentes em cada célula são determinados pelo algoritmo sobre uma população de *pixels* muito grande (400 *pixels* de 500m), fato que reduz substancialmente essas incertezas (REMER et al., 2006).

A seção 3.4.2.2 indicou que a tentativa de estimar a visibilidade por intermédio do método de Koschmieder (1924) não ofereceu bons resultados. A nova tentativa de determinação da visibilidade se deu por exploração do parâmetro de turbidez  $\beta$ , a qual ofereceu estimativas de visibilidade coerentes. Provavelmente esses resultados se devem à aplicação da equação de Deschamps et al. (1981). O objetivo dessa equação, ao contrário da equação de Koschmieder (1924), é se livrar da dependência espectral, ou seja, da influência do expoente de Ångström  $\alpha$  na estimativa da visibilidade (VIS).

Aqui, para o caso da Alternativa 1, é possível observar que as caracterizações atmosféricas MODIS que utilizaram a média extraída a partir da janela de 50km x 50km (MODIS/JIR e MODIS/JNIR, Tabela 3.9) ofereceram ajustes melhores à equação de Ångström, além de valores de parâmetro de turbidez  $\beta$  e valores de visibilidade mais próximos ao do fotômetro solar CIMEL. Da mesma forma, os valores de profundidade óptica de aerossóis em 550nm  $\tau_{a(550nm)}$  (Alternativa 2) mostraram grandes melhorias, também se aproximando dos valores determinados com o fotômetro solar CIMEL. Essas melhorias se devem, possivelmente, pela redução de incertezas, já que a média, extraída

de uma janela de 50km x 50km, se refere a uma área muito maior que a do *pixel* de interesse. A janela de 30km x 30km, como detém área inferior à janela 50km x 50km, ofereceu resultados intermediários aos encontrados na caracterização com o *pixel* de interesse e com a janela de 50km x 50km (Tabela 3.9).

Esses resultados sugerem que, havendo controle adequado, as recuperações de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  MODIS, realizadas sobre grandes áreas, podem levar a valores de visibilidade e profundidade óptica de aerossóis em 550nm da ordem daqueles estimados em campo com fotômetro solar já que, também neste último caso, as recuperações estão sujeitas a algumas incertezas: (i) ligadas à calibração do equipamento; (ii) à pressuposição de que a atmosfera é estável temporalmente e horizontalmente homogênea durante a coleta de dados e (iii) a erros durante a obtenção de medidas, principalmente devido à contaminação por nuvens e por apontamento imperfeito na direção do Sol.

A maioria dos aplicativos de correção atmosférica existentes tem permitido somente a caracterização atmosférica de aquisições por intermédio de valores singulares aplicados à cena inteira, como se a atmosfera fosse inteiramente homogênea. Essa realidade, aliada à constatação anterior de melhorias nas estimativas de  $\tau_{a(\Delta\lambda)}$  devido ao aumento da área atmosférica amostrada torna atrativo estimar valores médios de parâmetros atmosféricos utilizando-se áreas ainda maiores. Para efetuar a correção atmosférica de uma aquisição TM/Landsat-5, por exemplo, pode-se optar por estimar os parâmetros atmosféricos utilizando-se os pouco mais de 180km x 180km referentes a uma cena desse sensor.

Até aqui foram realizadas: (i) comparação entre as duas Alternativas MODIS de caracterização testadas e a conseqüente identificação daquela que resultou em valores de FRB mais próximo daqueles coletados em campo (Alternativa 2, uso direto de  $\tau_{a(550nm)}$ ); (ii) análise do impacto que o aumento da área atmosférica amostrada causou nas estimativas de VIS e  $\tau_{a(550nm)}$  quando comparadas aquelas obtidas com o fotômetro solar CIMEL.

Considerando-se todos os aplicativos de correção atmosférica testados (SCORADIS, 6S e FLAASH), as curvas de FRB (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3) obtidas com aplicação da Alternativa 1 (VIS) sugerem que as estimativas de FRB realizadas com o MODIS/Terra são melhores que as estimativas realizadas com o fotômetro solar CIMEL. Para a identificação precisa de qual das duas fontes de caracterização testadas (fotômetro solar CIMEL ou MODIS/Terra) ofereceu as melhores estimativas de FRB na faixa espectral do visível, foram calculados os RMSE (Tabela 4.4), representados graficamente na Figura 4.5.

Tabela 4.4 - RMSE (visível). Empregando-se a Alternativa 1 (VIS).

MTR <sup>(1)</sup>	Caracterização Atmosférica	Banda		
		TM1	TM2	TM3
SCORADIS	CIMEL	0,0316	0,0237	0,0218
	MODIS/PNIR	0,0232	0,0210	0,0202
	MODIS/PIR	0,0232	0,0213	0,0204
	MODIS/J30NIR	0,0251	0,0218	0,0207
	MODIS/J30IR	0,0251	0,0220	0,0208
	MODIS/J50NIR	0,0257	0,0221	0,0209
	MODIS/J50IR	0,0257	0,0222	0,0210
6S	CIMEL	0,0426	0,0391	0,0319
	MODIS/PNIR	0,0348	0,0331	0,0297
	MODIS/PIR	0,0348	0,0331	0,0297
	MODIS/J30NIR	0,0369	0,0354	0,0308
	MODIS/J30IR	0,0369	0,0354	0,0308
	MODIS/J50NIR	0,0369	0,0361	0,0308
	MODIS/J50IR	0,0369	0,0361	0,0308
FLAASH	CIMEL	0,0398	0,0328	0,0253
	MODIS/PNIR	0,0245	0,0251	0,0212
	MODIS/PIR	0,0245	0,0252	0,0214
	MODIS/J30NIR	0,0279	0,0270	0,0223
	MODIS/J30IR	0,0279	0,0270	0,0223
	MODIS/J50NIR	0,0289	0,0275	0,0226
	MODIS/J50IR	0,0289	0,0275	0,0226

<sup>(1)</sup> Modelo de Transferência Radiativa utilizado.

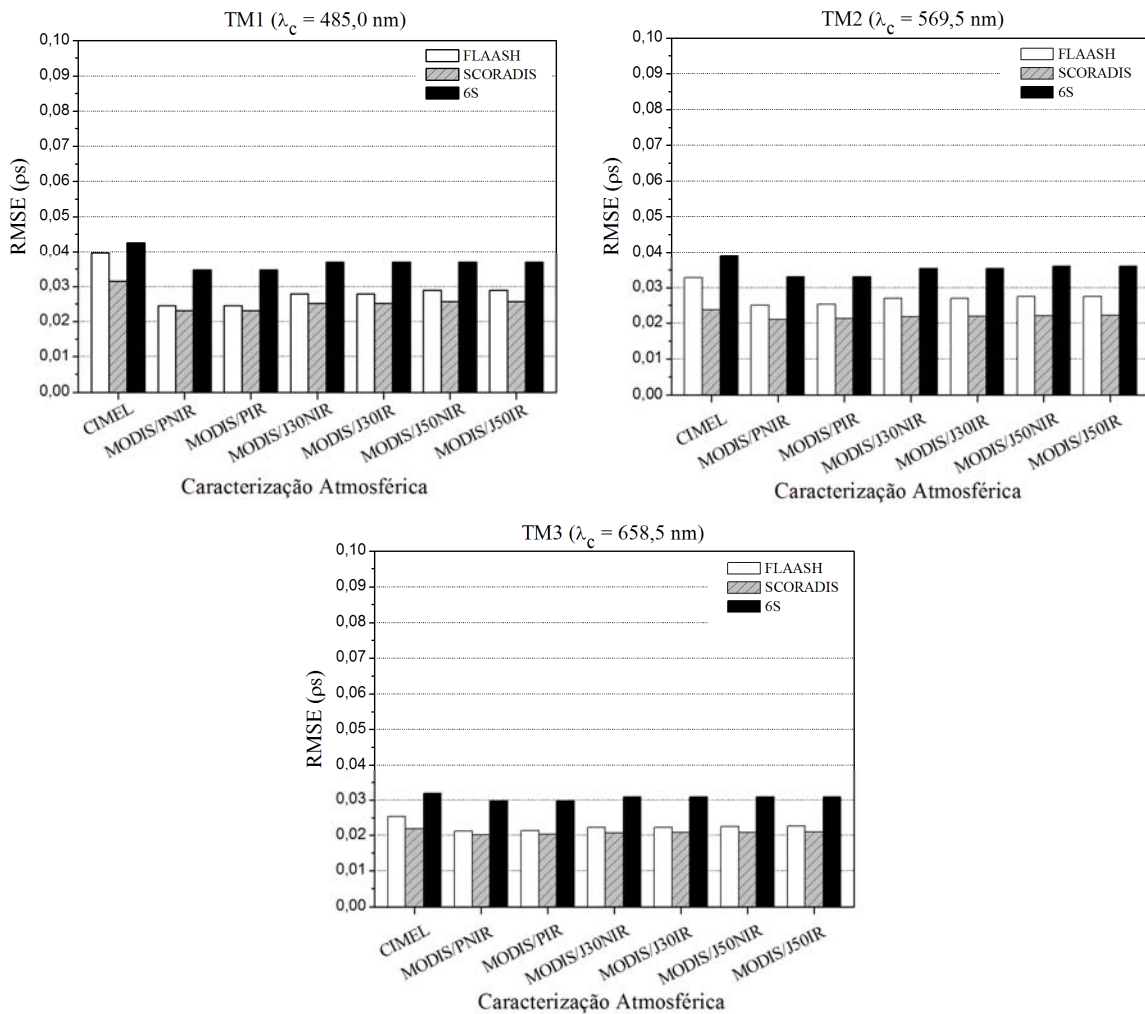


Figura 4.5 – Representação gráfica dos *Root Mean Square Errors* (RMSE) obtidos para a faixa espectral do visível, empregando-se a Alternativa 1 (VIS).

Conforme apresentaram Vermote e Vermeulen (1999) no estudo do impacto das alterações de concentração constituintes atmosféricos nas bandas espectrais TM (seção 2.2.2), as maiores influências por espalhamento (incluindo o espalhamento por aerossóis) ocorrem nas bandas TM1 e TM2. Assim, espera-se que nessas bandas as incertezas relacionadas às estimativas de FRB de superfície sejam maiores. Os RMSE apresentados na Tabela 4.4 demonstraram que em todos os modelos de transferência radiativa testados, as maiores diferenças entre a referência (dados de campo) e as correções atmosféricas ocorreram, respectivamente, na banda espectral TM1 (485nm) e na banda TM2 (569nm), em concordância com os estudos de Vermote e Vermeulen (1999). Em todas as caracterizações, os valores mais acurados foram obtidos na banda

TM3 (658nm), menos sujeita aos efeitos de espalhamento, indicando que ambos, modelo de aerossóis admitido e suas concentrações, foram satisfatoriamente descritos para essa banda espectral.

Os gráficos apresentados na Figura 4.5 demonstram que o aplicativo SCORADIS foi o que apresentou os menores valores de RMSE nas bandas espectrais do visível e que, portanto, foi o mais eficaz nas correções do espalhamento de Rayleigh e de aerossóis. A Tabela 4.4 indica que os resultados obtidos com as caracterizações MODIS apresentaram erros menores que aqueles obtidos em campo com o fotômetro solar CIMEL, em especial a caracterização de atmosfera mais visível (93km). É necessário lembrar que esses resultados são específicos à aplicação da Alternativa 1 VIS na caracterização da concentração de aerossóis e que, portanto, a Alternativa 2  $\tau_{a(550 \text{ nm})}$  ofereceria resultados ainda melhores.

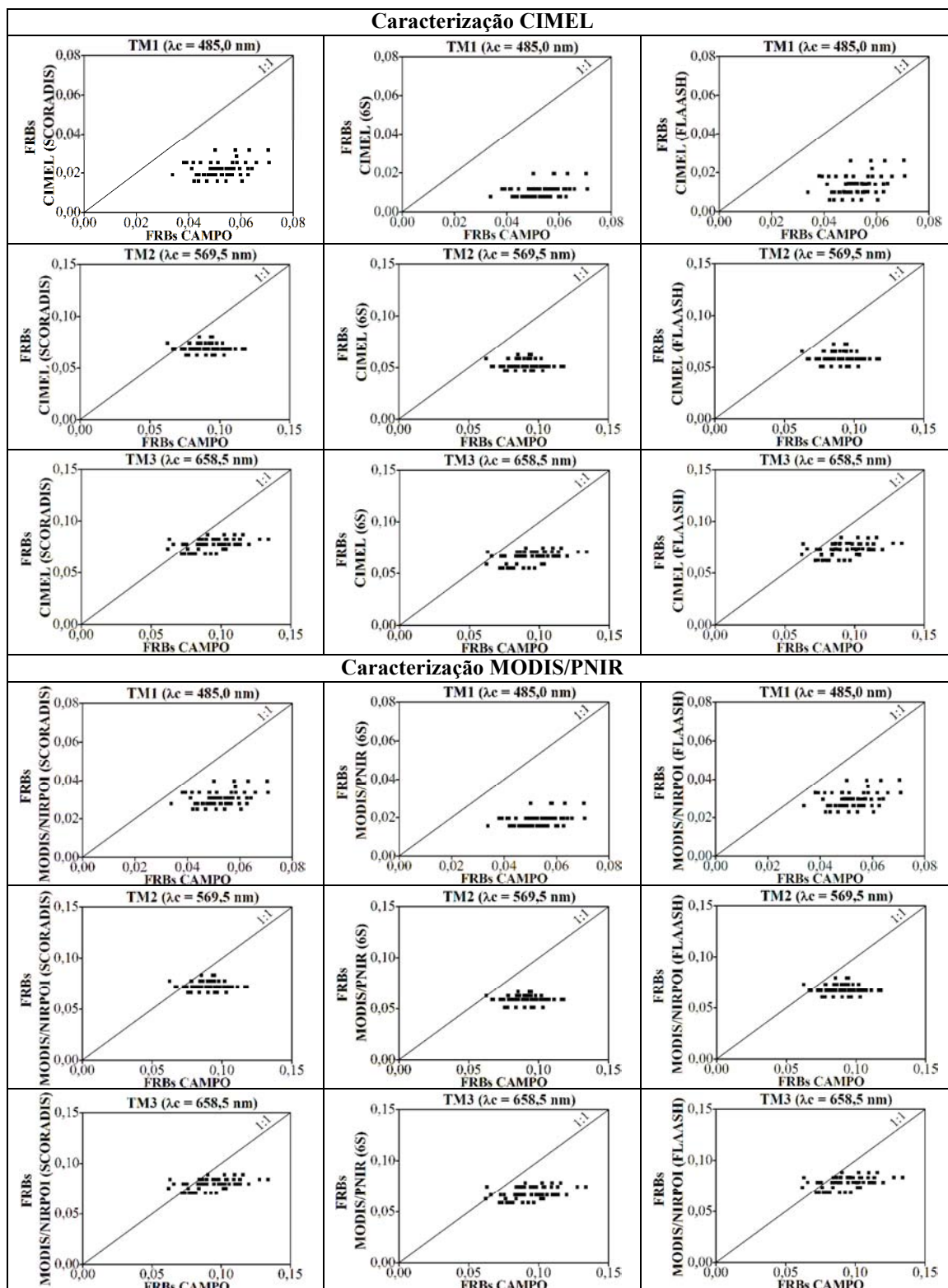


Figura 4.6 – Gráficos de dispersão das bandas TM1, TM2 e TM3 obtidos para as caracterizações CIMEL e MODIS/PNIR, utilizando-se a Alternativa 1 (VIS) de caracterização de aerossóis.

Gráficos de dispersão foram confeccionados (Figura 4.6) com as bandas espectrais do visível para estudar preliminarmente a possível existência de correlação estatística entre os dados obtidos em campo e aqueles estimados por correção atmosférica. Os resultados obtidos entre as diferentes caracterizações MODIS foram redundantes e, assim, foram apresentados somente os gráficos referentes às caracterizações CIMEL e MODIS/PNIR. Esses gráficos demonstram claramente a “suavização radiométrica” que os *pixels* TM/Landsat-5 sofreram pelos motivos citados anteriormente: menor resolução espacial e sensibilidade radiométrica que o espectrorradiômetro ASD FieldSpec PRO e influências por espalhamento atmosférico.

Tabela 4.5 – Coeficientes de Pearson e de Spearman. Empregando-se a Alternativa 1 (VIS).

MTR <sup>(1)</sup>	Caracterização Atmosférica	Pearson <sup>(2)</sup>			Spearman <sup>(3)</sup>		
		TM1	TM2	TM3	TM1	TM2	TM3
SCORADIS	CIMEL	0,328	-	0,413	0,289	-	0,406
	MODIS/PIR	0,328	-	0,413	0,289	-	0,406
	MODIS/PNIR	0,328	-	0,413	0,289	-	0,406
	MODIS/J30IR	0,327	-	0,413	0,289	-	0,406
	MODIS/J30NIR	0,327	-	0,413	0,289	-	0,406
	MODIS/J50IR	0,327	-	0,413	0,289	-	0,406
	MODIS/J50NIR	0,327	-	0,413	0,289	-	0,406
6S	CIMEL	0,361	-	0,422	0,322	-	0,406
	MODIS/PIR	0,361	-	0,391	0,289	-	0,406
	MODIS/PNIR	0,361	-	0,391	0,322	-	0,406
	MODIS/J30IR	0,321	-	0,405	0,322	-	0,406
	MODIS/J30NIR	0,321	-	0,405	0,322	-	0,406
	MODIS/J50IR	0,321	-	0,405	0,322	-	0,406
	MODIS/J50NIR	0,321	-	0,405	0,322	-	0,406
FLAASH	CIMEL	0,332	-	0,413	0,344	-	0,370
	MODIS/PIR	0,331	-	0,412	0,321	-	0,370
	MODIS/PNIR	0,331	-	0,412	0,333	-	0,370
	MODIS/J30IR	0,332	-	0,413	0,344	-	0,370
	MODIS/J30NIR	0,332	-	0,413	0,344	-	0,370
	MODIS/J50IR	0,332	-	0,413	0,344	-	0,370
	MODIS/J50NIR	0,330	-	0,413	0,321	-	0,370

<sup>(1)</sup> Modelo de Transferência Radiativa utilizado.

<sup>(2)</sup> Não foi possível atribuir significância, já que a amostragem realizada não se ajustou a uma distribuição normal.

<sup>(3)</sup> Coeficientes de Spearman obtidos com significância de 5%.

A Tabela 4.5 corrobora os resultados apontados pelos gráficos de dispersão representando, respectivamente, os coeficientes de Pearson e os coeficientes de Spearman, referentes a todas as caracterizações testadas. O coeficiente de Pearson é calculado utilizando-se diretamente os valores observados. Ele mede o grau de correlação entre as variáveis, e se a correlação é positiva ou negativa. O coeficiente de Spearman não utiliza diretamente os valores das observações, mas sim a ordem dessas observações. Ele mede a intensidade da relação entre as variáveis.

A Tabela 4.5 indica correlações baixíssimas, sobretudo na banda espectral TM2, na qual existe a ausência total de correlação. Apesar das correlações baixíssimas, é possível identificar uma coerência espectral nos resultados dos coeficientes para as bandas TM1 e TM3, que foram próximos. Na prática isso ocorre já que os pigmentos fotossintetizantes existentes na pastagem atuam absorvendo REM na faixa espectral do azul (TM1) e vermelho (TM2), concomitantemente.

#### **4.3 Infravermelho próximo, banda TM4 (840nm) e infravermelho médio, bandas TM5 (1676nm) e TM7 (2222nm).**

Conforme revelam os gráficos RMSE (Figuras 4.5 e 4.7) e as Tabelas 4.4 e 4.6, as diferenças existentes na banda TM4 entre a referência (dados de campos) e as correções atmosféricas foram superiores àquelas encontradas no visível. Várias fontes de incerteza podem justificar os maiores erros na banda TM4. Vermote e Vermeulen (1999) demonstraram (Figura 2.5, seção 2.2.2) que a banda TM4 recebe duas grandes influências atmosféricas: (i) por espalhamento de aerossóis (considerando-se um modelo de aerossóis continental) e (ii) por absorção por vapor d'água. O fotômetro solar CIMEL recuperou  $\alpha > 1,6$ , indicando que na aquisição TM/Landsat-5 em questão os aerossóis eram dominados pela malha fina. Apesar dos aerossóis de malha fina espalharem menos intensamente na banda TM4 (com relação à faixa espectral do visível), grandes interferências por espalhamento ocorrerão quando os alvos em estudo forem intensamente brilhantes, como por exemplo o pasto. Nessa situação a REM é



fortemente influenciada não apenas no trajeto Sol-alvo, mas também no trajeto alvo-sensor.

Em qualquer faixa espectral, a situação de alvo brilhante intensifica as contaminações por adjacência, as quais, segundo Liang et al. (2001), são resultantes do espalhamento múltiplo. Assim, as diferenças existentes entre os alvos na faixa espectral considerada tendem a ser suavizadas, e a sujeição a erros aumenta. Além dessas influências por espalhamento, as incertezas ainda se propagam na TM4 devido a forte absorção por vapor d'água existente nessa banda espectral. Vermote e Vermeulen (1999) demonstraram, por exemplo, (Figura 2.2) que em latitudes médias as influências de espalhamento por aerossóis e absorção por vapor d'água ocorrem concomitantemente, de 2-3km acima da superfície. Vermote et al. (1997) realçaram que esse fato é importante, pois dificulta a modelagem das influências atmosféricas (que normalmente considera a atmosfera perfeitamente estratificada). As falsas considerações de estratificação existentes nos modelos também são responsáveis pela propagação de erros.

As influências por vapor d'água no infravermelho próximo são visualmente perceptíveis ao comparar os RMSE (Tabela 4.6) da banda TM4 (840nm) com aqueles das bandas TM5 (1676nm) e TM7 (2222nm). Isso se verifica ao considerar que a única diferença entre as caracterizações MODIS/PIR e MODIS/PNIR foi a coluna integrada de vapor d'água (verificar Tabela 3.9), e que os valores de RMSE na banda TM4 crescem da caracterização MODIS/PIR para a MODIS/PNIR, imitando os comportamentos das bandas TM5 e TM7 (nas quais é plausível considerar interferências exclusivas do vapor d'água).

De maneira geral, como sugerem os dados apresentados na Tabela 4.6 e na Figura 4.7, fixando-se um mesmo aplicativo de correção atmosférica, os erros percentuais obtidos com o fotômetro solar CIMEL na banda TM4 são muito próximos daqueles obtidos com as caracterizações MODIS, garantindo-se valores de FRBs próximos entre si.

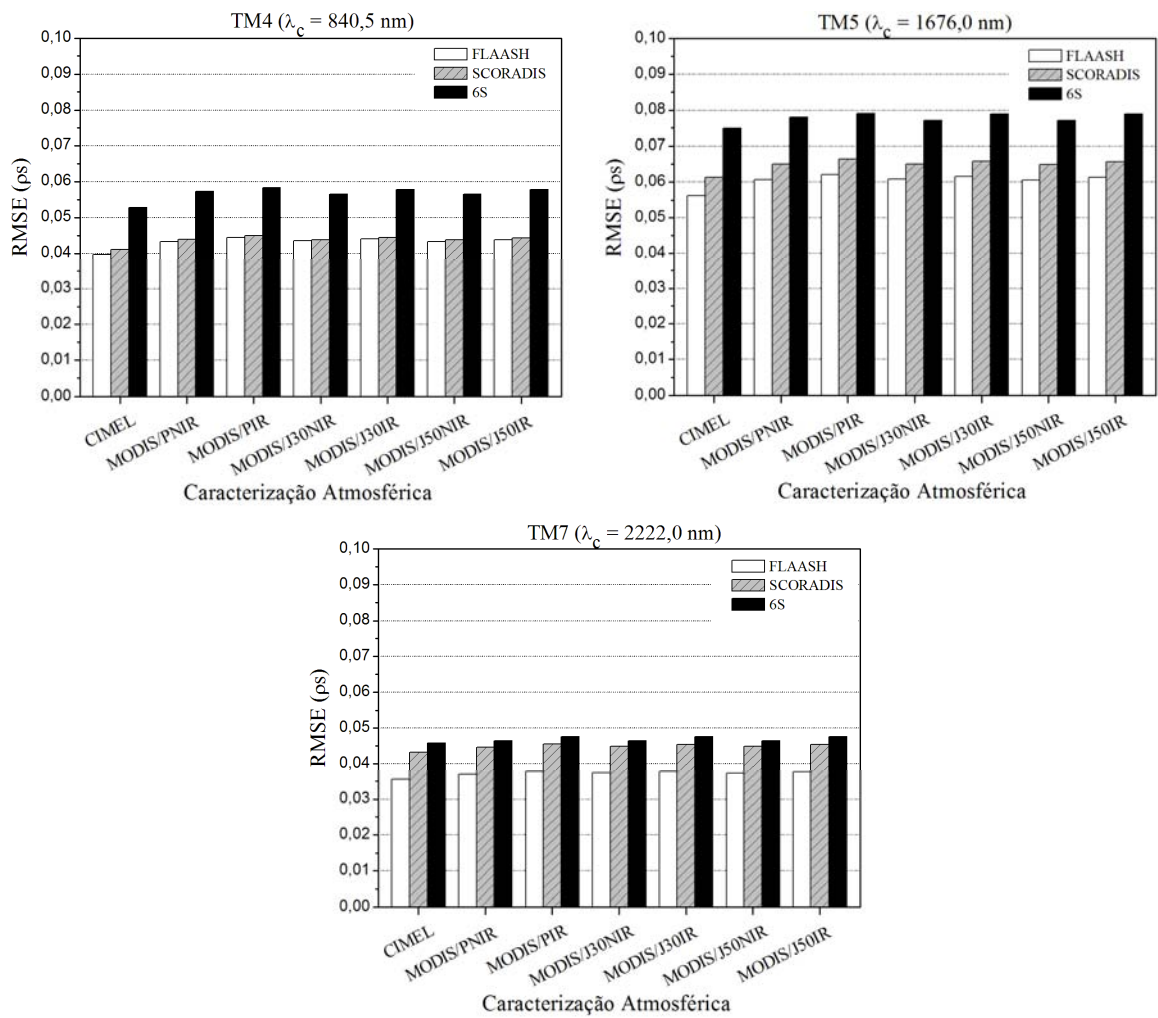


Figura 4.7 – Representação gráfica dos RMSE obtidos nas faixas espectrais do infravermelho próximo e médio, empregando-se a Alternativa 1 (VIS).

Tabela 4.6 – RMSE (infravermelho próximo e médio). Empregando-se Alternativa 1 (VIS).

MTR <sup>(1)</sup>	Caracterização Atmosférica	Banda		
		TM4	TM5	TM7
SCORADIS	CIMEL	0,0410	0,0614	0,0433
	MODIS/PNIR	0,0440	0,0650	0,0446
	MODIS/PIR	0,0450	0,0664	0,0455
	MODIS/J30NIR	0,0438	0,0650	0,0449
	MODIS/J30IR	0,0444	0,0658	0,0454
	MODIS/J50NIR	0,0437	0,0649	0,0449
	MODIS/J50IR	0,0443	0,0657	0,0454
6S	CIMEL	0,0527	0,0749	0,0458
	MODIS/PNIR	0,0572	0,0780	0,0465
	MODIS/PIR	0,0584	0,0790	0,0475
	MODIS/J30NIR	0,0565	0,0771	0,0465
	MODIS/J30IR	0,0579	0,0789	0,0475
	MODIS/J50NIR	0,0565	0,0771	0,0465
	MODIS/J50IR	0,0579	0,0789	0,0475
FLAASH	CIMEL	0,0397	0,0561	0,0356
	MODIS/PNIR	0,0433	0,0607	0,0369
	MODIS/PIR	0,0445	0,0621	0,0377
	MODIS/J30NIR	0,0435	0,0608	0,0373
	MODIS/J30IR	0,0441	0,0616	0,0377
	MODIS/J50NIR	0,0433	0,0606	0,0372
	MODIS/J50IR	0,0439	0,0614	0,0377

<sup>(1)</sup> Modelo de Transferência Radiativa utilizado.

Como mencionando anteriormente, na faixa espectral do infravermelho médio, as maiores influências atmosféricas se resumem praticamente à absorção por vapor d'água. Dessa forma, é viável utilizar essas bandas para análise das recuperações de vapor d'água com relação a cada caracterização atmosférica.

Considerando o amplo campo de visada, as imagens MODIS são constituídas por *pixels* onde, cada um, representa uma área distinta do terreno e detém uma condição de aquisição peculiar. Como discutido anteriormente, as recuperações de vapor d'água utilizadas (bandas NIR e IR) foram extraídas da imagem MODIS/Terra com condições de aquisição mais próximas daquelas encontradas na aquisição TM/Landsat-5,

favorecendo a similaridade das massas ópticas de ar relativas encontradas nas diferentes aquisições. Em outras palavras, foram extraídas da imagem cujo *pixel* de interesse apresentava condições de massa óptica de ar relativa mais próximas da aquisição TM.

As recuperações MODIS de vapor d'água possuem resoluções espaciais distintas. A recuperação que utilizou bandas espectrais do NIR possui resolução espacial superior (1km) contra os 5km das bandas espectrais utilizadas no IR. Seemann et. al., (2003) e King et al. (2003) confrontaram as recuperações do IR com valores referências (dados de campo mais acurados) e encontraram RMSE próximos de 0,4g/cm<sup>2</sup>. Gao e Kaufman (2003) compararam as recuperações do NIR com valores referências e obtiveram RMSE próximos de 0,116g/cm<sup>2</sup>. Aqui as recuperações realizadas utilizando-se as bandas espectrais do NIR foram mais próximas daquelas obtidas com o fotômetro solar CE317/CIMEL (ver Tabelas 3.5 e 3.9), e resultaram em valores de FRBs mais próximos daqueles encontrados em campo (ver Figura 4.7 e Tabela 4.6). Esses resultados corroboram os resultados obtidos pelos autores citados.

É necessário salientar que em algumas situações as bandas NIR utilizadas podem ficar fortemente sujeitos a incertezas inerentes ao espalhamento por aerossóis. Por exemplo, quando na presença de aerossóis de malha grossa (poeira, tipicamente  $r > 1\mu\text{m}$ ), que podem espalhar intensamente nessa faixa espectral (LIANG et al., 2006). Nesse aspecto, o produto de vapor d'água recuperado com o NIR efetua uma correção dos efeitos causados por aerossóis. Dessa forma, obviamente, mesmo após aplicação das correções, as recuperações de vapor d'água obtidas ficarão mais sujeitas a incertezas.

Na faixa do infravermelho médio, as maiores diferenças entre o campo e as imagens corrigidas atmosféricamente foram encontradas na banda espectral TM5, e superiores a 0,06 (ver Tabela 4.6), sugerindo interferências por vapor d'água superiores as da banda TM7. Esses resultados coincidem com os estudos de Vermote e Vermeulen (1999) (seção 2.2.2, Figura 2.2).

De maneira geral, conforme sugerem as curvas de FRB (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3), as bandas TM5 e TM7 foram as que forneceram os maiores RMSE ao longo de todo o espectro considerado (visível, infravermelho próximo e médio). Este resultado, provavelmente, é fruto da grande sujeição dessas bandas à absorção por vapor d'água, como também às maiores incertezas de calibração absoluta existentes nessas bandas (apresentadas na seção 4.1). Por outro lado, nas bandas espectrais TM5 e TM7 ocorrem as maiores similaridades entre os RMSE obtidos pela caracterização atmosférica via fotômetro solar CIMEL e as caracterizações via MODIS (ver Figuras 4.5 e 4.7). Este resultado evidencia que o MODIS foi capaz de realizar estimativas de vapor d'água muito próximas àquelas obtidas com o fotômetro solar CIMEL.

Desprende-se dos resultados da Tabela 4.6 que o aplicativo de correção atmosférica FLAASH foi mais eficaz no tratamento das influências por absorção atmosférica na faixa do infravermelho médio.

Como realizado na faixa espectral do visível, gráficos de dispersão foram confeccionados (Figura 4.8) com as bandas espectrais do infravermelho próximo e médio para estudar, preliminarmente, a possível existência de correlação estatística (para caracterizações CIMEL e MODIS/PNIR). Como na faixa espectral do visível, esses gráficos também demonstram o efeito de “suavização radiométrica” que os *pixels* TM/Landsat-5 sofreram. Os coeficientes apresentados na Tabela 4.7 corroboram a existência de correlações baixíssimas. Nesse aspecto, alguns coeficientes de Pearson e Spearman se mostraram negativos, como aqueles da banda espectral TM4.

De maneira geral, os gráficos de dispersão apresentados nas Figuras 4.6 e 4.8 e os coeficientes de Pearson e Spearman mostrados nas Tabelas 4.5 e 4.7 indicaram a existência de baixa correlação entre os dados. Esses resultados apontam que é ineficaz realizar esse tipo de comparação utilizando-se diretamente os valores de FRB obtidos em campo e aqueles estimados por correção atmosférica das imagens TM/Landsat-5. Sugerem, portanto, que essas comparações devem ser realizadas entre médias dos valores de FRBs obtidos em campo e médias dos *pixels* das imagens TM/Landsat-5.

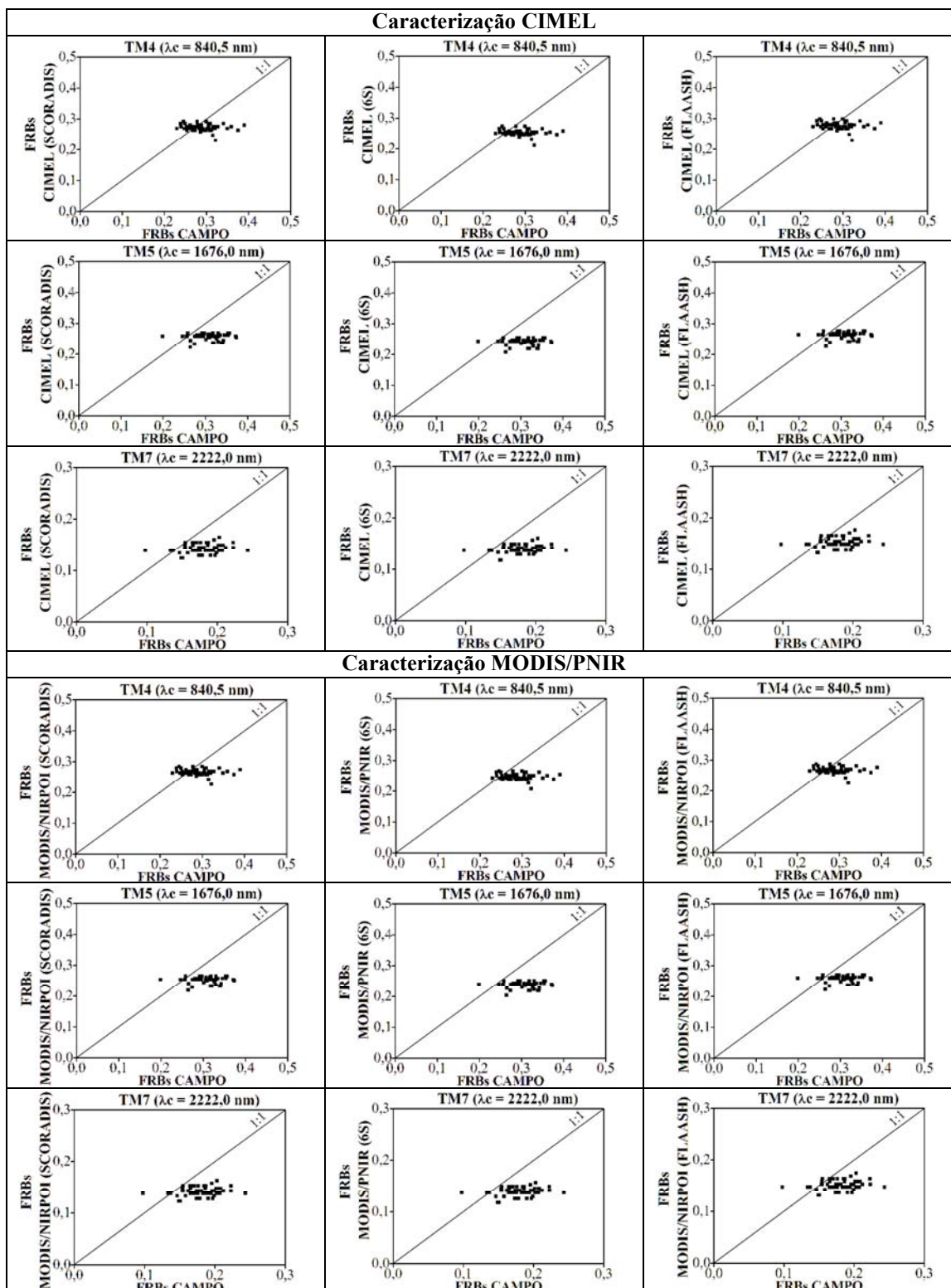


Figura 4.8 – Gráficos de dispersão das bandas TM4, TM5 e TM7 obtidos para as caracterizações CIMEL e MODIS/PNIR, utilizando-se a Alternativa 1 (VIS) de caracterização de aerossóis.

Tabela 4.7 – Coeficientes de Pearson e de Spearman. Empregando-se Alternativa 1 (VIS).

MTR <sup>(1)</sup>	Caracterização Atmosférica	Pearson <sup>(2)</sup>			Spearman <sup>(3)</sup>		
		TM4	TM5	TM7	TM4	TM5	TM7
SCORADIS	CIMEL	-0,129	-	0,161	-0,099	-	0,125
	MODIS/PIR	-0,129	-	0,161	-0,099	-	0,125
	MODIS/PNIR	-0,129	-	0,162	-0,099	-	0,125
	MODIS/J30IR	-0,129	-	0,162	-0,099	-	0,125
	MODIS/J30NIR	-0,129	-	0,161	-0,099	-	0,125
	MODIS/J50IR	-0,129	-	0,162	-0,099	-	0,125
	MODIS/J50NIR	-0,129	-	0,162	-0,099	-	0,125
6S	CIMEL	-0,146	-	0,197	-0,099	-	0,125
	MODIS/PIR	-0,141	-	0,175	-0,099	-	0,125
	MODIS/PNIR	-0,123	-	0,178	-0,099	-	0,125
	MODIS/J30IR	-0,124	-	0,175	-0,099	-	0,125
	MODIS/J30NIR	-0,131	-	0,178	-0,099	-	0,125
	MODIS/J50IR	-0,124	-	0,175	-0,099	-	0,125
	MODIS/J50NIR	-0,131	-	0,178	-0,099	-	0,125
FLAASH	CIMEL	0,332	-	0,413	-0,107	-	0,145
	MODIS/PIR	0,331	-	0,412	-0,106	-	0,140
	MODIS/PNIR	0,331	-	0,412	-0,151	-	0,125
	MODIS/J30IR	0,332	-	0,413	-0,111	-	0,148
	MODIS/J30NIR	0,332	-	0,413	-0,111	-	0,144
	MODIS/J50IR	0,332	-	0,413	-0,114	-	0,134
	MODIS/J50NIR	0,330	-	0,413	-0,111	-	0,125

<sup>(1)</sup> Modelo de Transferência Radiativa utilizado.

<sup>(2)</sup> Não foi possível atribuir significância, já que a amostragem realizada não se ajustou a uma distribuição normal.

<sup>(3)</sup> Coeficientes de Spearman obtidos significância de 5%.





## 5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As diferentes caracterizações (CIMEL e MODIS) resultaram em valores de FRB razoavelmente próximos entre si em toda a faixa espectral analisada. As caracterizações MODIS ofereceram as melhores estimativas de FRB na faixa espectral do visível. Na faixa espectral do infravermelho médio os valores de FRB estimados com dados MODIS se confundem àqueles obtidos com o fotômetro CIMEL.

A Alternativa 2, realizada com os valores de  $\tau_{a(550nm)}$  MODIS que foram recomendados em estudos quantitativos por Remer et al., 2006, apresentou os melhores resultados na correção atmosférica das imagens TM/Landsat-5.

Os dados MODIS ofereceram estimativas do expoente de Ångström  $\alpha$  inferiores a 0,3. Essas recuperações são incompatíveis com a situação de aquisição, cujo  $\alpha$  recuperado pelo fotômetro solar CIMEL foi superior a 1,6. As estimativas do parâmetro de turbidez  $\beta$  foram coerentes, justificando o sucesso da aplicação da equação de Deschamps et al. 1981. O estudo aprofundado dos parâmetros de Ångström elucidou, portanto, que os valores das profundidades ópticas espectrais MODIS disponíveis, ainda não oferecem boa “coerência espectral”, como aventado anteriormente. Não obstante, os parâmetros de turbidez  $\beta$  são capazes de oferecer estimativas de visibilidade coerentes.

As estimativas de vapor d'água MODIS proporcionaram FRBs muito próximos daqueles obtidos com a caracterização com fotômetro solar CIMEL. Em especial, as estimativas realizadas com bandas do NIR ofereceram os menores RMSE, corroborando os resultados de acurácia encontrados por outros autores. As estimativas de vapor d'água MODIS são, portanto, capazes de mitigar os efeitos de absorção atmosférica.

A escolha da aquisição MODIS mais representativa da situação de aquisição TM/Landsat-5, fundamentada na massa óptica de ar relativa atravessada pela REM, ofereceu resultados satisfatórios na caracterização atmosférica. Considerando que a maior intensidade do espalhamento de radiação eletromagnética por aerossóis quase

sempre não ocorre exatamente na direção alvo-sensor (funções fase de espalhamento assimétricas), recomenda-se a realização de estudos mais específicos de geometria de aquisição para a determinação da visibilidade (relacionada à carga de aerossóis), que não contemplem somente a massa óptica de ar relativa atravessada pela REM. Isso pode melhorar ainda mais as estimativas de FRBs, principalmente na faixa do visível.

Os resultados obtidos demonstraram que produtos atmosféricos MODIS/Terra já são aplicáveis satisfatoriamente na correção atmosférica de imagens orbitais, desde que existam controles adequados, que favoreçam: (i) a representatividade das condições de aquisição da imagem que se deseja corrigir e (ii) a redução de incertezas e as peculiaridades dos diferentes tipos de dados atmosféricos envolvidos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, G. P.; PUKALL, B.; ALLRED, C. L.; JEONG, L. S.; HOKE, M.; CHETWYND, J.H.; ADLER-GOLDEN, S.M.; BERK, A.; BERSTEIN, L. S.; RICHTSMEIER, S. C.; ACHARYA, P. K.; MATTHEW, M.W. FLAASH and MODTRAN 4: State-of-the-art atmospheric correction for hyperspectral data. In: AEROSPACE CONFERENCE, 1999, Aspen. **Proceedings...** Aspen: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1999. p.177-181.
- ÅNGSTRÖM, A. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. **Geografiska Annaler**, v.11, p.156-166, 1929.
- ANSWERS. **Solar variation**. 2007. Disponível em: <http://www.answers.com/topic/solar-variation>. Acesso em: 02/02/2007.
- BARKER, J. L. **Characterization of radiometric calibration of LANDSAT-4 TM reflective bands**. NASA. Maryland, Greenbelt: Aug. 1984, p.103. (NASA/TM-85602).
- BEHNERT, I.; MATTHIAS, V.; DOERFFER, R. Aerosol climatology from ground based measurements for the southern north Sea. **Atmospheric Research**, v.84, n.3, p.201-220, 2007.
- BERK, A.; BERNSTEIN, L. S.; ANDERSON, G. P.; ACHARYA, P. K.; ROBERTSON, D. C.; CHETWYND, J. H.; ADLER-GOLDEN, A. M. MODTRAN Cloud and multiple scattering upgrades with application to AVIRIS. **Remote Sensing of the Environment**, v.65, p.367-375, 1998
- BIGGAR, S. F.; SLATER, P. N.; GELLMAN, D. I. Uncertainties in the in-flight calibration of sensors with reference to measured ground sites in the 0.4-1.1  $\mu\text{m}$  range. **Remote Sensing of Environment**, v.48, n.2, p.245-252, May 1994.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; BARSIS, J. A. Revised LANDSAT-5 thematic mapper radiometric calibration. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v.3, n.3, p.490-494, July 2007.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B. L. Revised LANDSAT-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.11, p.2674-2677, Nov. 2003.
- CHAVEZ, P. S. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. **Remote Sensing of Environment**, v.24, n.3, p.459-479, Apr. 1988.
- CHU, D. A.; KAUFMAN, Y. J.; ICHOKU, C.; REMER, L. A.; TANRE, D.; HOLBEN, B. N. Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. **Geophysical Research Letters**, v.29, n.12, art.1617, June 2002.

CORREIA, A.; CASTANHO, A. D. A.; MARTINS, J. V.; LONGO, K.; YAMASOE, M.; ARTAXO, P. **O produto de aerossóis do MODIS**. Cachoeira Paulista: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2005. Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/pesquisa/fulltexts/Correia-et-al-aerossóis-livro-modis.pdf>. Último acesso em: 09/02/2007.

D'ALMEIDA, G. A.; P. KOEPKE; E. P. SHETTLE. **Atmospheric aerosols: global climatology and radiative characteristics**. Hampton: A. Deepak, 1991. 591 pp.

DESCHAMPS, P. Y.; HERMAN, M.; TANRE, D. Influence de l'atmosphère en télédétection des ressources terrestres. Modelization et possibilités de correction. In: COLLOQUE INTERNATIONAL: SIGNATURES SPECTRALES D'OBJETS EN TÉLÉDÉCTION, 1981, Avignon. **Proceedings**. Versailles: Institut National de la Recherche Agronomique, 1981. p.543–558.

DINGUIRARD, M.; SLATER, P. N. Calibration of space-multispectral imaging sensors: a review. **Remote Sensing of Environment**, v.68, n.3, p.194-205, June 1999.

DUGGIN, M. J. Factors limiting the discrimination and quantification of terrestrial features using remotely sensed radiance. **International Journal of Remote Sensing**, v.6, n.1, p.3-27, 1985.

FLITTNER, D. E.; HERMAN, B. M.; THOME, K. J.; SIMPSON, J. M. Total ozone and aerosol optical depth inferred from radiometric measurements in the Chappuis absorption band. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.50, p.1113–1121, 1993.

FRASER, R. S.; BAHETHI, O. P.; AL-ABBAS, A. H. The effect of the atmosphere on the classification of satellite observation to identify surface features. **Remote Sensing of Environment**, v.6, n.3, p.229–249, 1977.

FRASER, R. S. Interaction mechanisms within the atmosphere. In: REEVES, R. G. (Ed.). **Manual of Remote Sensing**. Fall Church, Virginia: American Association of Photogrammetry, 1975, p. 181-229.

GAO, B. C.; KAUFMAN, Y. J. Water vapour retrievals using moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.108, n.D13, p.4389-4398, July 2003.

GATEBE, C. K.; KING, M. D.; TSAY, S. C.; JI, Q.; ARNOLD, G. T.; LI, J. Y. Sensitivity of off-nadir zenith angles to correlation between visible and near-infrared reflectance for use in remote sensing of aerosol over land. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.39, n.4, p.805–819, Apr. 2001.

GAUT, N. E.; REIFENSTEIN, E. C.; SIEVERING, H. Interaction mechanisms within the atmosphere. In: REEVES, R. G. (Ed.). **Manual of Remote Sensing**. Fall Church, Virginia: American Association of Photogrammetry, 1975. p.181-229.

- GODDARD SPACE FLIGHT CENTER - GSFC. **Overview:** level-2 MODIS atmosphere products. 2007. Disponível em: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/products.html>. Acesso em: 08 fev. 2007.
- HALL, F. G.; STREBEL, D. E.; NICKESON, J. E.; GOETZ, S. J. Radiometric rectification: Toward a common radiometric response among multirate, multisensor images. **Remote Sensing of Environment**, v.35, n.1, p.11-27, Jan. 1991.
- HAO, W. M.; LIU, M. H. Spatial and temporal distribution of tropical biomass burning. **Global Biogeochemical Cycles**, v.8, n.4, p.495-503, Dec. 1994.
- HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I.; TANRE, D.; BUIS, J. P.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J. A.; KAUFMAN, Y. J.; NAKAJIMA, T.; LAVENU, F.; JANKOWIAK, I.; SMIRNOV, A. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote Sensing of Environment**, v.66, n.1, p.1-16, Oct. 1998.
- HOLM, R. G.; JACKSON, R. D.; YUAN, B.; SUSAN MORAN, M.; SLATER, P. N.; BIGGAR, S. F. Surface reflectance factor retrieval from thematic mapper data. **Remote Sensing of Environment**, v.27, n.1, p.47-57, Jan. 1989.
- HU, C.; MULLER-KARGER, F. E.; ANDREFOUET, S.; CARDER, K. L. Atmospheric correction and cross-calibration of LANDSAT-7/ETM+ imagery over aquatic environments: A multiplatform approach using SeaWiFS/MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v.78, n.1-2, p.99-107, Oct. 2001.
- ICHOKU, C.; CHU, D. A.; MATTOO, S.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; TANRE, D.; SLUTSKER, I.; HOLBEN, B. N. A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products. **Geophysical Research Letters**, v.29, n.12, art.1616, June 2002.
- IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. 1. ed. Ontario: Academic Press, Inc., 1983. 389 p.
- KASTEN, F. A new table and approximate formula for relative optical air mass. **Geophysics and Bioclimatology**, ser.B14, p.206-223, 1966.
- KAUFMAN, Y.J. Measurements of the aerosol optical thickness and the path radiance – Implications on aerosol remote sensing and atmospheric corrections. **Journal of Geophysical Research**, v.98, p.2677-2692, 1993.
- KAUFMAN, Y. J.; WALD, A. E.; REMER, L. A.; GAO, B. C.; LI, R. R.; FLYNN, L. The MODIS 2.1-  $\mu\text{m}$  channel - Correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.35, n.5, p.1286-1298, Sept. 1997.

KAWATA, Y.; OHTANI, A.; KUSAKA, T.; UENO, S. Classification accuracy for the MOS-1 MESSR data before and after the atmospheric correction. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.28, n.4, p.755–760, July 1990.

KING, M. D.; MENZEL, W. P.; KAUFMAN, Y. J.; TANRE, D.; GAO, B. C.; PLATNICK, S.; ACKERMAN, S. A.; REMER, L. A.; PINCUS, R.; HUBANKS, P. A. Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.2, p.442-458, Feb. 2003.

KONDRATYEV, K. Y. **Radiation in the atmosphere**. International Geophysics Series. 1<sup>a</sup>. London: Academic Press, Inc., 1969. 912 p.

KOSCHMIEDER, H. Theorie der horizontalen sichtweite. **Beitsaege Physik zur Atmosphere**, v.12, p.33–55, 1926.

LAAKE, P. E. V.; SANCHEZ-AZOFEIFA, G. A. Simplified atmospheric radiative transfer modelling for estimating incident PAR using MODIS atmosphere products. **Remote Sensing of Environment**, v.91, n.1, p.98-113, May 2004.

LECKNER, B. The spectral distribution of solar radiation at the earth`s surface – elements of a model. **Solar Energy**, v.20, n.2, p.143-150, 1978.

LEVY, R. C.; REMER, L. A.; DUBOVIK, O. Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.112, n.D13, July 2007.

LEVY, R. C.; REMER, L. A.; MARTINS, J. V.; KAUFMAN, Y. J.; PLANAFATTORI, A.; REDEMANN, J.; WENNY, B. Evaluation of the MODIS aerosol retrievals over ocean and land during CLAMS. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.62, n.4, p.974-992, Apr. 2005.

LEVY, R. C. **Retrieval of tropospheric aerosol properties over land from inversion of visible and near-infrared spectral reflectance: application over Maryland**. 236p. (Dissertation) - University of Maryland, Maryland, 2007.

LIANG, S.; FANG, H.; CHEN, M. Atmospheric correction of LANDSAT ETM+ land surface imagery - Part I: methods. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.39, n.11, p.2490 - 2498, Nov. 2001.

LIESENBERG, V. **Análise multi-angular de fitofisionomias do bioma cerrado com dados MISR/Terra**. 120p. (INPE-13727-TDI/1049). (Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.

LIANG, S.; FANG, H.; CHEN, M. Atmospheric correction of LANDSAT ETM+ land surface imagery - Part I: Methods. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.39, p.2490-2498, 2001.

LIANG, S.; ZHONG, B.; FANG, H. Improved estimation of aerosol optical depth from MODIS imagery over land surfaces. **Remote Sensing of Environment**, v.104, p.416-425, 2006.

LIU, K. N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. International geophysics series. London: Academic Press, Inc., 1980. 392 p. ISBN 0-12-451450-2.

LOZANO, J. A. M.; UTRILLAS, M. P.; TENA, F.; PEDRÓS, R.; CAÑADA, J.; BOSCA, J. V.; LORENTE, J. Aerosol optical characteristics from a summer campaign in an urban coastal mediterranean area. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.39, p.1573-1585, 2001.

MARKHAM, B. L.; BARKER, J. L.; KAITA, E.; SEIFERTH, J.; MORFITT, R. On-orbit performance of the LANDSAT-7 ETM+ radiometric calibrators. **International Journal of Remote Sensing**, v.24, n.2, p.265-285, Jan. 2003.

MILTON, E. J. Principles of field spectroscopy. **International Journal of Remote Sensing**, v.8, n.12, p.1807-1827, Dec. 1987.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; SLATER, P. N.; TEILLET, P. M. Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output. **Remote Sensing of Environment**, v.41, n.2-3, p.169-184, Aug.-Sep. 1992.

NASCIMENTO, C. R. **Correção atmosférica de imagens do sensor AVHRR/NOAA utilizando produtos atmosféricos do sensor MODIS/Terra**. 108 p. (Dissertação de Mestrado em Engenharia Agrícola) - Faculdade de Engenharia Agrícola. Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2006.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION - NASA. **On-line Data Sets**. 2007. Disponível em: <http://disc.gsfc.nasa.gov/data/datapool/>. Acesso em: 09 fev. 2007.

OLTHOF, I.; POULIOT, D.; FERNANDES, R.; LATIFOVIC, R. LANDSAT-7 ETM+ radiometric normalization comparison for northern mapping applications. **Remote Sensing of Environment**, v.95, n.3, p.388-398, Apr. 2005.

PAGNUTTI, M.; HOLEKAMP, K.; RYAN, R.E.; VAUGHAN, R.D.; RUSSELL, J.A.; PRADOS, D.; STANLEY, T. Atmospheric correction of high spatial resolution commercial satellite imagery products using MODIS atmospheric products. In: International Workshop on the Analysis of Multi-Temporal Remote Sensing Images (MULTITEMP). 2005, Biloxi, Mississippi. **Proceedings**. Mississippi: Mississippi State University, 2005. p.115- 119.

PONZONI, F. J.; ZULLO JUNIOR, Z.; LAMPARELLI, R. A. C. **Calibração absoluta de sensores orbitais : conceituação, principais procedimentos e aplicação**. São José dos Campos, SP: Parentese, 2007, 72p.

PONZONI, F. J.; ZULLO JUNIOR, J.; LAMPARELLI, R. A. C.; PELLEGRINO, G. Q.; ARNAUD, Y. In-flight absolute calibration of the LANDSAT-5 TM on the test site Salar de Uyuni. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.42, n.12, p.2761 - 2766, Dec. 2004.

PSILOGLOU, B. E.; SANTAMOURIS, M.; ASIMAKOPOULOS, D. N. Predicting the broadband transmittance of the uniformly mixed gases (CO<sub>2</sub>, CO, N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> and O<sub>2</sub>) in the atmosphere, for solar radiation models. **Renewable Energy**, v.6, n.1, p.63-70, Feb. 1995.

RAHMAN, H.; PINTY, B.; VERSTRAETE, M. M. Coupled surface-atmosphere reflectance (CSAR) model. 2. Semi-empirical surface model usable with NOAA Advanced VeryHigh Resolution Radiometer data. **Journal of Geophysical Research**, v.98, n.20, p.791-801, 1998.

REMER, L. A.; KAUFMAN, Y. J.; TANRE, D.; MATTOO, S.; CHU, D. A.; MARTINS, J. V.; LI, R. R.; ICHOKU, C.; LEVY, R. C.; KLEIDMAN, R. G.; ECK, T. F.; VERMOTE, E.; HOLBEN, B. N. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.62, n.4, p.947-973, Apr. 2005.

REMER, L. A.; TANRÉ, D.; KAUFMAN, Y. J.; LEVY, R.; MATTOO, S. **Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS**: collection 5. 2006. Disponível em: [http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd\\_mod02.pdf](http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod02.pdf). Acesso em: 21 set. 2007.

REMER, L. A.; WALD, A. E.; KAUFMAN, Y. J. Angular and seasonal variation of spectral surface reflectance ratios: Implications for the remote sensing of aerosol over land. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.39, n.2, p.275-283, Feb. 2001.

RICHTER, R. Correction of atmospheric and topographic effects for high spatial resolution satellite imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v.18, n.5, p.1099-1111, Mar. 1997.



RÖDER, A.; KUEMMERLE, T.; HILL, J. Extension of retrospective datasets using multiple sensors. An approach to radiometric intercalibration of LANDSAT TM and MSS data. **Remote Sensing of Environment**, v.95, n.2, p.195-210, Mar. 2005.

ROLLIN, E. M. **An introduction to the use of sun-photometry for the atmospheric correction of airborne sensor data**. Disponível em: <http://www.ncaveo.ac.uk/site-resources/pdf/cimel.pdf> Acesso em: Out. 2002.

SCHMID, B.; THOME, K. J.; DEMOULIN, P.; PETER, R.; MATZLER, C.; SEKLER, J. Comparison of modeled and empirical approaches for retrieving columnar water vapor from solar transmittance measurements in the 0.94- $\mu\text{m}$  region. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.101, n.D5, p.9345-9358, Apr. 1996.

SCHROEDER, T. A.; COHEN, W. B.; SONG, C.; CANTY, M. J.; YANG, Z. Radiometric correction of multi-temporal Landsat data for characterization of early successional forest patterns in western Oregon. **Remote Sensing of Environment**, v.103, n.1, p.16-26, July 2006.

SEEMANN, S. W.; BORBAS, E. E.; LI, J.; MENZEL, W. P.; GUMLEY, L. E. **MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document**. 2006. Disponível em: [http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd\\_mod07.pdf](http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod07.pdf). Acesso em: 21 set. 2007.

SEEMANN, S. W.; LI, J.; MENZEL, W. P.; GUMLEY, L. E. Operational retrieval of atmospheric temperature, moisture, and ozone from modis infrared radiances. **Journal of Applied Meteorology**, v.42, n.8, p.1072-1091, Aug. 2003.

SLATER, P. N.; DOYLE, F. J.; FRITZ, N. L. Photographic systems for remote sensing. In: American society for photogrammetry. (Ed.). **Manual of Remote Sensing**. 2<sup>a</sup>. v. 1. New York, 1983, p. 231-291.

SLATER, P. N.; BIGGAR, S. F.; HOLM, R. G.; JACKSON, R. D.; MAO, Y.; MORAN, M. S.; PALMER, J. M.; YUAN, B. Reflectance-based and radiance-based methods for the in-flight absolute calibration of multispectral sensors. **Remote Sensing of Environment**, v.22, n.1, p.11-37, June 1987.

SMITH, J. A.; LIN, T. L.; RANSON, K. J. The lambertian assumption and Landsat data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v.46, n.9, p.1183-1189, 1980.

SONG, C.; WOODCOCK, C. E.; SETO, K. C.; LENNEY, M. P.; MACOMBER, S. A. Classification and change detection using LANDSAT TM Data: When and how to correct atmospheric effects? **Remote Sensing of Environment**, v.75, n.2, p.230-244, Feb. 2001.

SPENCER, J.W. Fourier series representation of the position of the Sun. **Search**, v.2, n.5, p.172,1971.

TANRÉ, D.; DEROO, C.; DUHAUT, P.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J. J. Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. **International Journal of Remote Sensing**, v.11, p.659-668, 1990.

TANRE, D.; HERMAN, M.; DESCHAMPS, P. Y.; DELEFFE, A. Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties. **Applied Optics**, v.18, n.21, p.3587-3594, 1979.

TEILLET, P. M. A status overview of earth observation calibration/validation for terrestrial applications. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 4, p. 291-298, Dec. 1997.

TEILLET, P. M.; BARKER, J. L.; MARKHAM, B. L.; IRISH, R. R.; FEDOSEJEVS, G.; STOREY, J. C. Radiometric cross-calibration of the LANDSAT-7 ETM+ and LANDSAT-5 TM sensors based on tandem data sets. **Remote Sensing of Environment**, v.78, n.1-2, p.39-54, Oct. 2001.

TEILLET, P. M.; HELDER, D. L.; RUGGLES, T. A.; LANDRY, R.; AHERN, F. J.; HIGGS, N. J.; BARSİ, J.; CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; BARKER, J. L.; THOME, K. J.; SCHOTT, J. R.; PALLUCONI, F. D. A definitive calibration record for the Landsat-5 thematic mapper anchored to the Landsat-7 radiometric scale. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v.30, n.4, p.631-643, Aug 2004.

THOME, K. J. Absolute radiometric calibration of Landsat 7 ETM+ using the reflectance-based method. **Remote Sensing of Environment**, v.78, n.1-2, p.27-38, Oct. 2001.

THOME, K. J.; HELDER, D. L.; AARON, D.; DEWALD, J. D. Landsat-5 TM and Landsat-7 ETM+ absolute radiometric calibration using the reflectance-based method. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.42, n.12, p.2777-2785, Dec. 2004.

THOME, K. J.; MARKHAM, B.; BARKER, J.; SLATER, P.; BIGGAR, S. Radiometric calibration of LANDSAT. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v.63, n.7, p.853-858, July 1997.

TOKOLA, T.; LOFMAN, S.; ERKKILA, A. Relative calibration of multitemporal landsat data for forest cover change detection. **Remote Sensing of Environment**, v.68, n.1, p.1-11, Apr. 1999.

U.S. GOVERNMENT PRINTING OFFICE. **U.S. standard atmosphere 1976**. 1976. Disponível em: [http://modelweb.gsfc.nasa.gov/atmos/us\\_standard.html](http://modelweb.gsfc.nasa.gov/atmos/us_standard.html) Acesso em: 15 out. 2007

VERMOTE, E. F.; TANRE, D.; DEUZE, J. L.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J. J. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.35, n.3, p.675-686, May 1997.

VERMOTE, E. F.; TANRE, D.; DEUZE, J. L.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J. J. **6S user guide version 2**. 1997. Disponível em:  
[http://www.ltid.inpe.br/dsr/mauro/6s/6smanv2.0\\_P1.pdf](http://www.ltid.inpe.br/dsr/mauro/6s/6smanv2.0_P1.pdf) Acesso em: 25 out. 2007

VERMOTE, E. F.; VERMEULEN, V. **Atmospheric correction algorithm**: spectral reflectances (Mod09). **1999**. Disponível em:  
[http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd\\_mod08.pdf](http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod08.pdf) Acesso em: 21 set. 2007.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION – WMO. **World climate research programme**: a preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation: WCP - 112, WMO/TD N24. Geneva: 1986. 62 p.

ZULLO JUNIOR, J. **Correção atmosférica de imagens de satélite e aplicações**. 1994. 189p. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

ZULLO JUNIOR, J.; GUYOT, G.; GU, X. F.; PINTO, H. S.; HAMADA, E.; ALMEIDA, C. A. S.; PELLEGRINO, G. Q. Estimativa do conteúdo de vapor d'água a partir da radiação solar direta. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 7. 1996, Salvador, Ba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1996. p.979-980.

## **PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE**

### **Teses e Dissertações (TDI)**

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

### **Manuais Técnicos (MAN)**

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

### **Notas Técnico-Científicas (NTC)**

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

### **Relatórios de Pesquisa (RPQ)**

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

### **Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)**

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

### **Publicações Didáticas (PUD)**

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

### **Publicações Seriadas**

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

### **Programas de Computador (PDC)**

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

### **Pré-publicações (PRE)**

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.