

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**INPE-7228-TDI/682**

**INFERÊNCIA DE PERFIS VERTICAIS DE TEMPERATURA  
UTILIZANDO UMA TÉCNICA ITERATIVA IMPLÍCITA DE  
INVERSÃO**

João Carlos Carvalho

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira e pelo Dr. Fernando Manuel Ramos, aprovada em 13 de março de 1998.

INPE  
São José dos Campos  
1999

551.511.61

CARVALHO, J.C.

Inferência de perfis verticais de temperatura utilizando  
uma técnica iterativa implícita de inversão / J.C.Carvalho. –  
São José dos Campos : INPE, 1998.

88p. – (INPE-7228/TDI/682).

1.Problemas inversos. 2.Temperatura atmosférica.  
3.Transferência radiativa. 4.Regularização por máxima entropia.  
5.Sondagem atmosférica. 6.Perfis de temperatura. I.Título.

Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Mestre** em **Meteorologia**.

Dr. Kioshi Hada

  
\_\_\_\_\_  
Presidente

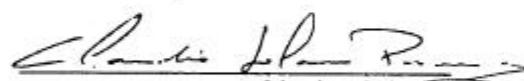
Dr. Nelson Jesus Ferreira

  
\_\_\_\_\_  
Orientador

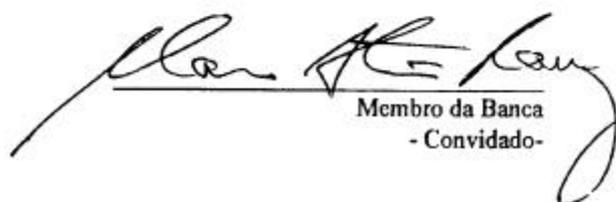
Dr. Fernando Manuel Ramos

  
\_\_\_\_\_  
Orientador

Dr. Cláudio Solano Pereira

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca

Dr. Marco Antonio Raupp

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca  
- Convidado -

Candidato (a) : João Carlos Carvalho

São José dos Campos, 13 de março de 1998.

*Dedico este trabalho à minha mãe Nairce, meu avô João Marcelino e minha querida noiva Isabel, pela confiança em mim depositada.*

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de prestar meus agradecimentos

Aos meus orientadores, Dr. Nelson Jesus Ferreira e Dr. Fernando Manuel Ramos que muito contribuíram para realização deste trabalho e para minha formação profissional, pelo qual sou muito grato.

Aos colaboradores Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho, Dr. Alexandre Martinez e Dr. Eduardo Jorge de Brito Bastos.

À PGMet (Pós Graduação em Meteorologia), LAC (Laboratório Associado de Computação e Matemática), DMS (Divisão de Meteorologia por Satélites) e ao IAE (Instituto de Aeronáutica e Espaço), pelos recursos disponíveis e ao PET/CAPES, pelo auxílio financeiro.

Aos membros participantes da banca examinadora, pelas críticas e sugestões.

Aos meus familiares, pelo apoio emocional e aos colegas da PGMet e LAC, pelo incentivo e amizade.

## **RESUMO**

Neste trabalho foi utilizado um método iterativo implícito de inversão (MIII) para obtenção de perfis verticais de temperatura, baseado no processo de inversão matemática da Equação Integral da Transferência Radiativa (EITR). Basicamente este método procede a minimização de um funcional composto por uma norma quadrática mais um termo de regularização, utilizando em sua resolução uma rotina numérica de minimização. Além das funções clássicas de regularização de Tikhonov, utilizou-se regularização baseada no princípio da máxima entropia. Numa primeira etapa, apresenta-se uma série de simulações baseadas em dados gerados sinteticamente a partir da EITR, onde foi possível proceder vários testes, tais como convergência, comparação com outras técnicas e análise de erro. Em seguida, aplica-se o MIII a uma situação real com dados de radiâncias fornecidas pelos sensores do HIRS/2 (High Resolution Infrared Radiation Sounder). Finalmente, apresenta-se uma comparação com perfis obtidos por radiossondagem. De um modo geral, os resultados obtidos nas simulações realizadas para avaliar a técnica atestam o bom desempenho do MIII, sobretudo nos níveis de pressão que vão da superfície até a inversão da tropopausa, que é a região de maior interesse meteorológico.

# **RETRIEVAL OF VERTICAL TEMPERATURE PROFILES IN THE ATMOSPHERE USING AN ITERATIVE IMPLICIT INVERSION TECHNIQUE**

## **ABSTRACT**

In this work, we present an iterative implicit inversion method (MIII) to retrieve vertical temperature profiles based on the mathematical inversion of the radiative transfer equation (RTE). The inverse problem is formulated as a nonlinear constrained optimization problem. A regularization term is added to the objective function with the help of a Lagrange multiplier. The regularization function considered is the Tikhonov regularization, and regularization based on the maximum entropy principle. As a first step, it is presented a set of simulations using synthetically data obtained directly from the RTE, then, the method is applied in a real situation with radiance data given by the HIRS/2 (Hight Resolution Infrared Radiation Sounder) sensors. Finally, a comparison with profiles obtained by radiosonde is presented. In general, the proposed algorithm converges to excellent temperature profiles mainly in the tropopause inversion region.

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	xvii
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xix
<b>LISTA DE SÍMBOLOS</b> .....	xxi
<b>LISTA DE SIGLAS</b> .....	xxiii
<b>CAPÍTULO 1 - <u>INTRODUÇÃO</u></b> .....	1
<b>CAPÍTULO 2 - <u>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</u></b> .....	5
<b>CAPÍTULO 3 - <u>SATÉLITES E A SONDAGEM REMOTA</u></b> .....	9
3.1 - Instrumentos de sondagem.....	9
3.1.1 - O HIRS/2.....	10
3.2 - Softwares.....	10
<b>CAPÍTULO 4 - <u>TRANSFERÊNCIA RADIATIVA NA ATMOSFERA</u></b> .....	13
4.1 - A equação da transferência radiativa.....	13
4.2 - A equação integral da transferência radiativa (EITR).....	15
4.3 - A EITR na forma simplificada.....	17
4.4 - Funções de transmissão.....	19
4.5 - Funções peso.....	21
4.6 - Linhas de absorção.....	22
4.7 - Bandas de absorção.....	23
<b>CAPÍTULO 5 - <u>PROBLEMAS INVERSOS</u></b> .....	25
5.1 - Introdução.....	25
5.2 - Conceitos de problemas malpostos.....	26
5.3 - Metodologias para resolução da EITR.....	27
5.3.1 - Métodos explícitos.....	28

5.3.1.1- Métodos de inversão direta .....	28
5.3.1.2 - Inversão linear com regularização (Mínimos quadrados).....	30
5.3.1.3- Método simultâneo de Smith - Woolf.....	31
5.3.1.4- Métodos estatísticos.....	33
5.3.2 - Métodos implícitos.....	33
5.3.2.1- Método de Chahine.....	34
5.3.2.2- Método de Smith.....	35
<b><u>CAPÍTULO 6 - METODOLOGIA UTILIZADA</u></b> .....	37
6.1 - Formulação do problema.....	37
6.2 - Funções de regularização .....	39
6.2.1 - Regularização baseada no vetor de parâmetros e suas diferenças.....	39
6.2.2 - Regularização entrópica.....	41
6.3 - A escolha do parâmetro de regularização.....	42
6.4 - Algoritmo de otimização.....	43
<b><u>CAPÍTULO 7 - APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS</u></b> .....	45
7.1 - Recuperação de perfis de temperatura a partir de radiancias sintéticas e transmitâncias padrão.....	45
7.1.1 - Comparação entre diferentes técnicas.....	47
7.1.2 - Influência de ruído nas transmitâncias na recuperação de perfis de temperatura.....	48
7.1.3 - Influência do erro de ancoragem na recuperação de perfis de temperatura.	49
7.1.4 - Análise de erro.....	49
7.2 - Recuperação de perfis verticais de temperatura a partir de radiancias sintéticas.....	65
7.3 - Recuperação de perfis verticais de temperatura utilizando radiancias obtidas pelo hirs/2.....	70
7.4 - Comparação com dados de radiossondagem.....	75

<b>CAPÍTULO 8 - <u>CONCLUSÕES</u></b> .....	81
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	83



## LISTA DE FIGURAS

4.1 -	Esquema geométrico para atmosfera plano-paralela.....	15
4.2 -	Esquema de um feixe de radiação atravessando um meio absorvente.....	20
4.3 -	a) Funções peso e transmitâncias em função da pressão (hPA). Referente a seis canais centrados na banda de absorção do CO <sub>2</sub> em 15 μm - NOAA-2. Fonte: Adaptada de Liou (1980).....	21
5.1 -	Esquema explicativo sobre a relação entre Modelo Direto e Modelo Inverso.	26
7.1 -	Funções de transmitância para seis canais centrados na banda de 15 μm do CO <sub>2</sub> .....	54
7.2 -	Funções de peso para seis canais centrados na banda de 15 μm do CO <sub>2</sub> .....	55
7.3 -	Radiâncias geradas a partir do modelo direto para os valores de temperatura e transmitância da Tab. 7.2.....	56
7.4 -	Recuperação de perfil de temperatura a partir de radiâncias sintéticas sem ruído, geradas a partir dos dados da Tab. 7.2.	57
7.5 -	Recuperação de perfis de temperatura a partir de radiâncias sintéticas com 5% de ruído, geradas a partir dos dados da Tab. 7.2 para os casos com e sem regularização .....	58
7.6 -	Gráfico do comportamento do erro RMS com o número de iterações com e sem o uso de regularização.....	59
7.7 -	Gráfico da comparação entre diferentes técnicas de inversão e regularização.	60
7.8 -	Perfil recuperado de temperatura a partir de radiâncias sintéticas sem ruído e transmitâncias com 1% de ruído.....	61
7.9 -	Gráfico do erro absoluto para os perfis de temperatura na Tab. 7.2 com um erro de ancoramento nos dados na superfície e 1% de ruído nas radiâncias....	62
7.10 -	Fator de amplificação do erro de acordo com as distribuições das funções pesos apresentadas na Fig 7.2.....	63
7.11 -	Gráfico do erro absoluto nos valores de temperatura estimados, para os casos com e sem ruído apresentados nas Figs. 7.4 e 7.5.....	64

7.12 - Recuperação de perfis de temperatura a partir de radiâncias sintéticas com 5% de ruído, geradas a partir dos dados de transmitância e perfil inicial gerado pelo pacote ITPP-5.0. ....	68
7.13 - Recuperação de perfis de temperatura a partir de radiâncias sintéticas com 5% de ruído geradas a partir dos dados de transmitância do pacote ITPP-5.0 e de um perfil inicial de temperatura uniforme (300K). ....	69
7.14 - Perfis de temperatura recuperado a partir de radiâncias obtidas pelo HIRS/2 e perfil inicial gerado pelo ITPP-5.0. ....	73
7.15 - Perfis de temperatura recuperados a partir de radiâncias obtidas pelo HIRS/2 utilizando um perfil inicial uniforme (300K). ....	74
7.16 - Perfil de temperatura recuperados para um pixel sobre Alcântara para perfil inicial gerado pelo ITPP-5.0 e comparação com radiossondagem.....	77
7.17 - Perfil de temperatura recuperados para um pixel sobre Alcântara, para perfil inicial gerado pelo ITPP-5.0 e fixando-se a temperatura no topo da atmosfera, comparação com radiossondagem.....	78
7.18 - Perfis de temperatura recuperados para um pixel sobre Alcântara-MA utilizando um perfil inicial uniforme (300K) e comparação com radiossondagem. ....	79

## LISTA DE TABELAS

3.1 - Canais do HIRS/2.....	12
7.1 - Esquema de disposição dos resultados	52
7.2 - Transmitâncias de frequências associadas a banda do CO <sub>2</sub> (15 μm) - instrumento VTPR a bordo do satélite NOAA-4. ....	52
7.3 - Valores iniciais e finais da função objetivo e rms para o caso com 5% de ruído. ....	53
7.4 - Transmitâncias de frequências associadas a banda do CO <sub>2</sub> (15 μm) - instrumento HIRS/2.....	67
7.5 - Valores de radiâncias para um pixel localizado em, 37°22 S e 50°.72 W.....	71
7.6 - Parâmetros de inversão e erro rms para recuperação de perfis verticais de temperatura entre o ITPP-5.0 e o MIII - Referente a Fig. 7.14.....	72
7.7 - Parâmetros de inversão e erro RMS para recuperação de perfis verticais de temperatura entre o ITPP-5.0 e o MIII - Referente a Fig. 7.15.....	72
7.8 - Valores de radiância e temperatura de brilho para um pixel localizado em Alcântara MA, 2°19 S e 44°.22 W.....	76



## LISTA DE SÍMBOLOS

$A$ ,	matriz de coeficientes
$B$ ,	Função de Planck
$c$ ,	velocidade da luz
$C$ ,	matriz de coeficientes de regularização
$D$ ,	matriz de contribuição
$\ D\ $ ,	matriz estimadora
$d$ ,	direção de busca
$g$ ,	aceleração da gravidade
$H$ ,	Hessiano
$h$ ,	constante de Planck
$I$ ,	radiância
$J$ ,	função objetivo
$j_\lambda$	função fonte
$K$ ,	função peso
$k_\lambda, k_\nu$ ,	coeficiente de absorção
$k_B$ ,	constante de Boltzmann
$l$ ,	limite inferior do parâmetro procurado
$p$ ,	pressão
$p_0$ ,	pressão no topo
$p_s$ ,	pressão na superfície
$q$ ,	razão de mistura
$Q$ ,	termo de regularização
$R$ ,	norma
$S$ ,	entropia
$\tilde{S}$ ,	intensidade de linha
$s$ ,	direção do feixe incidente
$T$ ,	temperatura
$t$ ,	tempo

$T_b$ ,	temperatura de brilho
$u$ ,	limite superior do parâmetro procurado
$W$ ,	base ortogonal
$z$ ,	altura
$\tilde{\alpha}$ ,	“half width”
$\alpha$ ,	coeficientes de expansão
$\beta$ ,	passo do cálculo
$\varepsilon$ ,	resíduo
$\theta$ ,	ângulo polar
$\lambda$ ,	comprimento de onda
$\mu$ ,	coseno de $\theta$
$\sigma$ ,	variância do erro
$\sigma_\lambda$	coeficiente de espalhamento
$\nu$ ,	número de onda
$\tilde{\nu}$ ,	frequência
$\rho$ ,	densidade
$\mathcal{T}$ ,	transmitância
$\tau$ ,	profundidade ótica
$\psi$ ,	funções base
$\phi$ ,	ângulo azimutal
$\gamma$ ,	parâmetro de regularização

## LISTA DE SIGLAS

ATOVS	Advanced TOVS
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
E	Leste
EITR	Equação Integral da Transferência Radiativa
EMAS	Experimento de Mesoescala da Atmosfera do Sertão
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
HIRS/2	High-resolution Infrared Radiation Sounder
HS	Hemisfério Sul
ITPP	International TOVS Processing Package
MIII	Modelo Iterativo Implícito de Inversão
MSU	Microwave Sounding Unit
N	Norte
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
S	Sul
SSU	Stratospheric Sounding
TIROS	Television and Infrared Observations Satellite
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
VAS	VISSR Atmospheric Sounder
VISSR	Visible and Infrared Spin Scan Radiometer
W	Oeste

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

Desde o lançamento do primeiro satélite ambiental em 1960, surgiram várias técnicas para obtenção remota de perfis verticais de temperatura e umidade. Atualmente a mais utilizada é a International TOVS Processing Package (ITPP-5.0), (Nieman e Achtor, 1995), que usa dados do sistema TIROS-N Operational Vertical Sounder (TOVS), composto de instrumentos de medidas que operam a bordo dos satélites de órbita polar da série Television and Infrared Observations Satellite - National Oceanic and Atmospheric Administration (TIROS-N/NOAA). Os dados meteorológicos, obtidos através destas sondagens, constituem-se numa componente importante nos esquemas de assimilação de dados dos modelos globais e regionais de previsão numérica de tempo, principalmente no caso do Hemisfério Sul.

A sondagem remota da atmosfera permite a partir de um conjunto de radiâncias espectrais da atmosfera, determinar a estrutura vertical de temperatura, umidade e concentração de constituintes atmosféricos. Isto é feito através do processo de inversão matemática da Equação Integral da Transferência Radiativa (EITR), pertencente à classe das equações de Fredholm de primeira espécie. A dificuldade matemática no processo de inversão deste tipo de equação, se deve ao fato deste se caracterizar como um problema do tipo mal-posto, tendo soluções múltiplas e instáveis (Twomey, 1977).

Existem basicamente dois tipos de enfoques de inversão matemática para resolução da EITR: os métodos explícitos, onde busca-se determinar o operador inverso exato ou aproximado, que relaciona os dados e os parâmetros desconhecidos do problema; e os métodos implícitos, onde a solução é obtida através de um processo iterativo de busca, minimizando-se a distância entre os dados disponíveis e os resultados do modelo direto. Há também técnicas que são híbridas destes dois métodos. No caso do

ITTP, utiliza-se técnicas iterativas associadas ao uso de dados providos de estatísticas climatológicas para geração de perfis verticais de temperatura e umidade; visando melhorar o perfil inicial.

Comparativamente o uso de sondagens remotas para inicialização de modelos de previsão numérica de tempo resulta em um pequeno impacto positivo no Hemisfério Norte e um impacto maior no Hemisfério Sul (Kidder e Haar, 1995). Isto em parte, ocorre em função da grande cobertura oceânica do HS, onde existe um baixo número de radiossondas. Além disso, existem áreas remotas como é o caso da Amazônia onde é difícil manter redes de observações convencionais. Smith (1989), analisando o impacto de sondagens de satélites em modelos de previsão numérica de tempo, sugere que a evolução tecnológica dos sensores espaciais não acompanhou a evolução dos modelos de previsão e que o caminho a seguir seria a colocação no espaço de dezenas de canais espectrais para obter perfis de temperatura com uma melhor resolução.

Com o intuito de contribuir para resolver a problemática acima, o presente trabalho tem por objetivo aplicar uma nova metodologia no processo de inversão matemática da EITR para obtenção de perfis verticais de temperatura e umidade. Este método associa uma norma quadrática, para medida da exatidão dos valores calculados com os dados experimentais e diferentes técnicas de regularização. O problema é então formulado como um problema de otimização não linear sujeito a restrições, utilizando em sua resolução uma rotina numérica de minimização.

Vale salientar que este método é bastante robusto. Isto se deve a não necessidade de serem introduzidas simplificações nas equações a serem tratadas, linearizações, por exemplo. Desta forma esta técnica é aplicável a uma gama de problemas. Esta característica do método, pode ter relevantes implicações acerca da exatidão dos perfis calculados, melhorando assim a sensibilidade à certos desvios nos perfis de temperatura. Por outro lado, os métodos atuais apresentam dificuldades em

representar estas variações. Esta metodologia tem sido utilizada com sucesso na resolução de problemas inversos, em Geofísica, (Ramos e Campos Velho, 1996), Transferência de calor (Ramos e Giovannini, 1995) e problemas relacionados a Ótica Hidrológica (Stephany et al. 1997).



## CAPÍTULO 2

### REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

King (1956) propôs pela primeira vez a utilização de sensores de radiação a bordo de satélites com a finalidade de estimar perfis verticais de temperatura. Foi sugerido que os perfis verticais de temperatura puderiam ser inferidos a partir das intensidade de radiação monocromática em um único canal espectral, provenientes de várias direções. Posteriormente, Kaplan (1959), avançou os conceitos sobre as técnicas de sondagem remota e sugeriu que fossem utilizados diversos comprimentos de ondas associados a banda de absorção do CO<sub>2</sub> em 15 µm, porém com a radiação emergente de apenas uma direção fixa. Como a transmissividade atmosférica é função do comprimento de onda da radiação, as medidas referentes ao centro da banda (maior absorção) trazem informações provenientes das camadas superiores da atmosfera e as medidas referentes as suas bordas, contém informações oriundas das camadas próximas à superfície.

A partir de 1960, com o desenvolvimento tecnológico dos projetos espaciais, houve um grande interesse na implantação de novas técnicas de sondagem remota. Paralelamente a estes fatores, houve um avanço nos recursos computacionais e métodos numéricos de solução de equações diferenciais, em particular das equações de Fredholm de primeira espécie. Assim, surgiram vários estudos no sentido de implementar o uso de sondagem remota nos modelos de previsão de tempo. Wark e Fleming (1966), apresentaram um esquema de tratamento estatístico com dados de radiossondagem para aproximar os perfis obtidos por satélite. Chahine (1968), propôs um método iterativo para inversão da EITR, visando estimar os perfis verticais de temperatura na atmosfera utilizando a banda de absorção de 15 µm do CO<sub>2</sub>. Smith (1970) também derivou um método implícito para resolução deste problema. Os resultados obtidos através destas técnicas foram bastante expressivos quando aplicados a situações de céu claro. Para condições de céu nublado, o uso dos satélites deixavam

muito a desejar devido principalmente a baixa resolução dos sensores da época. Neste caso, para compensar a baixa qualidade das informações, foram desenvolvidas técnicas, como a de comparação com medidas de radiâncias em condições de céu limpo (Smith 1970). Uma descrição detalhada destes métodos será apresentada no Capítulo 6.

Estudos sobre a qualidade das sondagens atmosféricas foram feitos por diversos autores. McMillin et al. (1979), realizaram várias comparações entre resultados obtidos por sondagens TOVS e radiossondagens. Eles analisaram situações de céu limpo (A), parcialmente coberto (B) e totalmente coberto por nuvens (C) com o uso de canais de microondas. Os resultados mostraram que nos casos A e B os erros médios associados aos perfis verticais de temperatura era da ordem de 2°K, que pode-se considerar uma boa estimativa. No caso C os erros encontrados foram bem mais significativos.

Smith et al. (1979), utilizando uma técnica estatística de inversão, também fizeram comparações entre sondagens remotas e radiossondas, utilizando os sensores High-resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS) e Microwave Sounding Unit (MSU) que integram o sistema TOVS. Os resultados obtidos são similares aos obtidos por McMillin et al. (1979) onde os maiores erros estavam associados a situações de nebulosidade, principalmente nas camadas próximas à superfície terrestre e na tropopausa. Nas camadas intermediárias (400 a 700 hPa) os resultados são bastante similar ao perfil de temperatura da radiossondagem. Smith (1991), argumenta que os maus resultados encontrados para situações com nebulosidade são uma decorrência do baixo número de canais na região de microondas e da baixa resolução espacial destes radiômetros quando comparado aos do HIRS.

Recentemente, foram propostos alguns trabalhos sobre a utilização do ITPP no Brasil. Sakuragi (1992), fez um estudo sobre o impacto dos perfis verticais de temperatura e umidade em modelos de previsão numérica de tempo sobre a região sul e sudeste do Brasil. Os resultados indicam que o uso dos dados de satélites contribui

positivamente para a melhoria dos modelos de previsão, principalmente, em regiões onde há escassez de dados. Sakuragi também observou a importância do TOVS para diagnóstico de sistemas de escala subsinótica na região sudeste do Brasil.

Teixeira (1996a, b), fizeram comparações entre perfis de temperatura e umidade obtidas pelo TOVS e observações de radiossondagem feitas durante o Experimento de Mesoescala da Atmosfera do Sertão (EMAS-I), sobre a região nordeste do Brasil. Os resultados apontam uma sensível melhora da versão do ITPP5.0 em relação a versão anterior (ITPP-4.0). Entretanto, de uma maneira geral eles constataram uma deficiência dos modelos nas estimativas de umidade.

Smith et al. (1993), propôs a utilização do sistema Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), pois sua alta resolução espacial ajuda na melhor distinção e análise multiespectral da atmosfera, principalmente sobre a cobertura de nuvens e temperatura de superfície. Nogueira (1998), fez um estudo sobre o impacto do uso do AVHRR no ITPP-5 para a obtenção de perfis verticais de temperatura, umidade sobre o Brasil. Os resultados sugerem uma expressiva melhoria nestas estimativas quando se usa os dados de superfície provenientes do AVHRR como ancoragem do modelo TOVS. No futuro próximo será lançado uma nova geração de instrumentos, o sistema Advanced TOVS (ATOVS), que vai aumentar o número de canais espectrais e eventualmente melhorar as estimativas dos perfis verticais de temperatura e umidade. Portanto, os esforços para aprimorar a qualidade das sondagens remotas tem-se concentrado no desenvolvimento de novos sensores e no aperfeiçoamento de pacotes computacionais. A proposta deste trabalho procura complementar esta tendência e tenta buscar um melhor entendimento dos processos matemáticos inerentes a inversão da EITR, pois supõe-se que há muito o que se aprender neste sentido.



## CAPÍTULO 3

### SATÉLITES E A SONDAGEM REMOTA

A aquisição de um maior conhecimento das características atmosféricas aliado a evolução tecnológica dos satélites artificiais, levaram ao aparecimento de diversas técnicas para determinação de perfis verticais de temperatura, umidade e demais parâmetros atmosféricos. Neste sentido, foram projetados sistemas de medidas, basicamente constituídos por sensores de radiação, e pacotes numéricos utilizados no processamento destas informações. No que se segue, apresenta-se um breve resumo de alguns dos instrumentos e softwares mais utilizados para tal finalidade.

#### 3.1 - INSTRUMENTOS DE SONDAGEM

Atualmente existe em operação uma rede de satélites ambientais que cobrem a maior parte do globo terrestre. Estes satélites estão divididos em duas classes: os satélites de órbitas polares e os de órbitas geoestacionárias.

Os satélites polares ou heliossíncronos, orbitam a uma distância aproximada de 850 Km da Terra e a cada volta novas áreas do globo vão sendo monitoradas. Os satélites da série TIROS-N/NOAA são responsáveis pelo principal sistema de obtenção de dados utilizados na determinação dos perfis de temperatura e umidade. A série TIROS-N/NOAA, é composta de dois satélites operando simultaneamente com uma frequência de aproximadamente 14 órbitas por dia cobrindo a superfície do globo a cada 12 horas.

O sistema TOVS em sua versão atual, é constituído basicamente por três instrumentos, sendo eles:

- HIRS/2 (Hight-resolution Infrared Radiation Sounder), descrito na Seção 3.1.1;

- SSU (Stratospheric Sounding Unit), radiômetro que possui três canais utilizando a faixa de 15  $\mu\text{m}$  na região de absorção do  $\text{CO}_2$ ;
- MSU (Microwave Sounding Unit), que é um radiômetro que opera com quatro canais em torno de 55 Ghz, na região de absorção do oxigênio em microondas.

### 3.1.1 - O HIRS/2

O HIRS/2 é um instrumento utilizado principalmente para obtenção de perfis verticais de temperatura, vapor d'água e concentração de ozônio na atmosfera. Ele possui uma resolução de 42 km cobrindo uma faixa de aproximadamente 1115 km. O sondador é constituído de 20 canais apresentados na Tabela 3.1, sendo usado para sondagens quando se pretende ter uma boa cobertura vertical da atmosfera.

O HIRS/2 utiliza duas banda do  $\text{CO}_2$  para sondagens de temperatura, sendo sete canais na banda de 15  $\mu\text{m}$  e seis canais localizados na banda de 4.3  $\mu\text{m}$ . Os canais destinados a estimativas de umidade estão localizados na banda de 6.3  $\mu\text{m}$  do vapor d'água. O canal em 9.7  $\mu\text{m}$  é utilizado para estimativa da quantidade de ozônio. Existindo ainda três canais, dois associados a janelas atmosféricas centrados em 11  $\mu\text{m}$  e 3.76  $\mu\text{m}$ , destinados a estimativa da temperatura de superfície e um outro canal centrado em 0.69  $\mu\text{m}$  (na região do visível), utilizado para detecção de nuvens.

### 3.2 - SOFTWARES

Com todos estes sensores operando, tem-se continuamente uma grande quantidade de dados sendo recebidas pelas plataformas de coleta. Estes dados devem ser processados por pacotes computacionais para que possa se extrair as informações para serem utilizadas nos modelos numéricos de previsão de tempo ou em outras aplicações afins. Atualmente, o principal pacote computacional que processa os dados do sistema

TOVS é o ITPP 5.0. Este pacote consiste num modelo para obtenção de perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera a partir de radiâncias observadas pelos sensores a bordo dos satélites NOAA. Além disso, é utilizado também para obtenção da concentração de ozônio e outros parâmetros atmosféricos de interesse da meteorologia. Em 1998 entrará em operação um novo conjunto de instrumentos, o sistema ATOVS que estará a bordo dos satélites da série NOAA-K-L-M, sucessores dos atuais satélites da NOAA. Este sistema terá um maior número de sensores, aumentando assim a resolução espectral principalmente na faixa de microondas. Isto permitirá a inferência de perfis verticais sob a presença de nebulosidade, além de contribuir para uma melhor resolução espectral (número de pontos na atmosfera).

TABELA 3.1 - CANAIS DO HIRS/2

Canal	Descrição	Comp. de Onda ( $\mu\text{m}$ )
1	15- $\mu\text{m}$ CO <sub>2</sub>	14.95
2	“	14.71
3	“	14.49
4	“	14.22
5	“	13.97
6	“	13.64
7	“	13.35
8	Janela Atmosférica	11.11
9	Ozônio	9.71
10	Vapor d'água	8.16
11	“	7.33
12	“	6.72
13	4.3- $\mu\text{m}$ CO <sub>2</sub>	4.57
14	“	4.52
15	“	4.46
16	“	4.40
17	“	4.24
18	“	4.00
19	Janela Atmosférica	3.76
20	Janela (Visível)	0.69

Fonte: Adaptada de Kidder e Haar (1995).

## CAPÍTULO 4

### TRANSFERÊNCIA RADIATIVA NA ATMOSFERA

A radiação eletromagnética provém de uma variação temporal dos campos elétricos e magnéticos descrita pelas equações de Maxwell. Este processo transporta energia e momento, não necessitando de um meio material para se efetuar e cuja velocidade de propagação no vácuo é uma constante universal ( $3,0 \times 10^8$  m/s). Devido a sua natureza ondulatória, a radiação é caracterizada por uma amplitude e por ter uma frequência característica cuja composição dos diferentes comprimentos de onda formam o espectro eletromagnético.

#### 4.1 - A EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

As interações entre a radiação e matéria podem ser divididas em processos de emissão e espalhamento. Portanto, para proceder uma formulação geral para um feixe de radiação atravessando determinado meio, deve-se levar em conta estes dois processos, que podem ser expressos pela equação:

$$dI_{\lambda}(t, P, s) = -(k_{\lambda} + \sigma_{\lambda}) I_{\lambda} \rho ds + j_{\lambda} \rho ds . \quad (4.1)$$

Esta é conhecida como equação da transferência radiativa, onde  $I_{\lambda}$  é a intensidade de radiação monocromática ou radiância monocromática, que é função do comprimento de onda  $\lambda$ , do tempo  $t$ , das coordenadas de posição  $P$  e da direção  $s$  do raio incidente;  $\rho$  é a densidade, e  $k_{\lambda}$ ,  $\sigma_{\lambda}$  e  $j_{\lambda}$  são os coeficientes de absorção, espalhamento e função fonte, respectivamente. O primeiro termo do lado direito contribui para a diminuição da intensidade de radiação, extinção, que se dá através da absorção de radiação, que é a transformação da energia incidente em outras formas de energia mais o efeito de atenuação devido a espalhamentos que é o desvio do feixe de radiação incidente ou de parte deste em outras direções. O segundo termo age como sendo uma fonte de radiação,

que se deve a dois fatores distintos: um é a contribuição da radiação provinda pelo espalhamento múltiplo na direção e comprimento de onda considerado, e o efeito de emissão, que é característico do material.

A Equação 4.1 é uma formulação geral, porém quando trabalhamos no domínio dos processo atmosféricos, normalmente se faz uso de algumas considerações que vem a simplificar o seu tratamento matemático. Um caso particular desta equação, é a equação de Schwarzschild, que considera um meio sem espalhamento e em equilíbrio termodinâmico local se comportando como um corpo negro. A função fonte neste caso pode ser expressa pela relação:

$$j_{\lambda} = k_{\lambda} B_{\lambda}(T),$$

onde  $B_{\lambda}(T)$  é a função de Planck dada por:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/k_B\lambda T} - 1)}. \quad (4.2)$$

Esta equação relaciona a intensidade monocromática da radiação emitida  $B_{\lambda}(Wm^{-2} / \mu m / sr)$ , com o comprimento de onda e a temperatura da substância emissora, onde  $c = 3.0 \times 10^8$  m/s é a velocidade da luz,  $h = 6.63 \times 10^{-34}$  J.s é a constante de Planck,  $k_B = 1.381 \times 10^{-23}$  J/K a constante de Boltzmann e T (K) a temperatura absoluta. Assim a Equação 4.1 pode ser rescrita como:

$$dI_{\lambda}(t, P, s) = (-I_{\lambda} + B_{\lambda}) k_{\lambda} \rho ds. \quad (4.3)$$

#### 4.2 - A EQUAÇÃO INTEGRAL DA TRANSFERÊNCIA RADIATIVA (EITR)

A Equação 4.3 é uma simplificação para a equação da transferência radiativa para uma atmosfera sem espalhamento e emitindo de acordo com a lei de Planck. Introduzindo a representação de atmosfera plano-paralela, onde deseja-se determinar a radiação normal ao plano de estratificação da atmosfera (Figura 4.1), a equação acima pode ser rescrita no domínio do número de onda  $\nu$  como:

$$\cos\theta \frac{dI_\nu(z, \theta, \phi)}{k_\nu \rho dz} = -I_\nu(z, \theta, \phi) + B_\nu(T), \quad (4.4)$$

onde  $z$  é a medida de distância na direção normal ao plano de estratificação,  $\theta$  é o ângulo polar, e  $\phi$  descreve o ângulo azimutal.

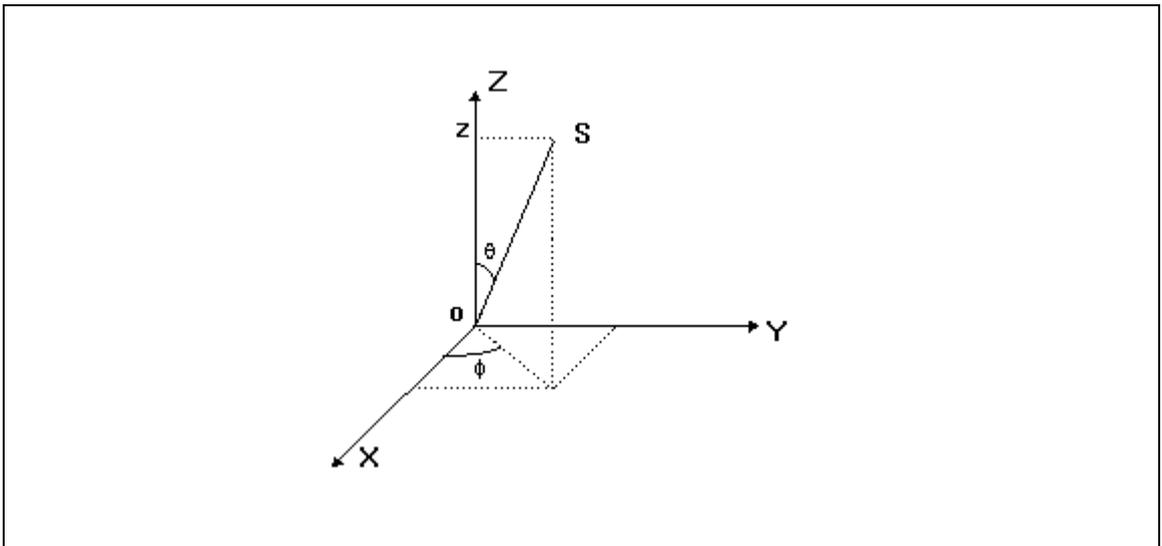


Fig. 4.1 - Esquema geométrico para atmosfera plano-paralela.

Supondo que a radiação atmosférica não seja função do ângulo azimutal  $\phi$ , rescrevemos a Equação 4.4 como:

$$\mu \frac{dI_v(\tau, \mu)}{d\tau} = I_v(z, \mu) - B_v(T). \quad (4.5)$$

onde  $\mu = \cos\theta$ , ( $\mu > 0$  para radiancias saindo da atmosfera em direção ao espaço) e  $\tau$  a profundidade ótica normal ao plano de estratificação:

$$\tau = \int_z^{\infty} k\rho dz', \quad (4.6)$$

definida em um intervalo que vai da altura  $z$  até o topo da atmosfera ( $z = \infty$ ).

Para uma atmosfera finita, limitada por  $\tau = 0$  no topo e  $\tau = \tau_1$  na superfície, a radiação que deixa a atmosfera perpendicularmente ao plano de estratificação pode ser obtida para determinado nível  $\tau$ , multiplicando a Equação 4.5 por  $e^{-\tau/\mu}$  e integrando no intervalo de  $\tau$  a  $\tau_1$ , chegando-se a expressão:

$$I_v(\tau, \mu) = I_v(\tau_1, \mu)e^{-(\tau_1-\tau)/\mu} + \int_{\tau}^{\tau_1} B_v[T(\tau')]e^{-(\tau'-\tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu}. \quad (4.7)$$

Considerando que o satélite esteja posicionado próximo ao ângulo zenital do ponto medido, pode-se fazer a aproximação  $\mu = \cos\theta \approx 1$ , assim tem-se:

$$I_v(\tau) = I_v(\tau_1)e^{-(\tau_1-\tau)} - \int_{\tau}^{\tau_1} B_v[T(\tau')]d[e^{(\tau'-\tau)}] \quad (4.8)$$

Para as radiancias chegando no topo da atmosfera, tem-se que quando  $z \rightarrow \infty$ ,  $\tau = 0$  e para  $z = 0$  tem-se  $\tau = \tau_1$ . Assim a equação integral da transferência radiativa pode ser escrita como:

$$I_v(z = \infty) = I_v(z = 0)\mathfrak{T}(z = 0) + \int_{z=0}^{z=\infty} B_v[T(z)] \frac{\partial \mathfrak{T}(z)}{\partial z} dz, \quad (4.9)$$

onde  $\mathfrak{T}(z) = e^{-\tau}$  é a transmitância monocromática (Seção 4.4).

Portanto a radiação que chega ao topo da atmosfera e sensibiliza os sensores a bordo do satélite pode ser aproximado por:

$$I(v_i) = B[v_i, T(p_s)]\mathfrak{T}(v_i, p_s) + \int_{p_s}^{p_0} B[v_i, T(p)] \frac{\partial \mathfrak{T}(v_i, p)}{\partial p} dp, \quad (4.10)$$

que está escrita em coordenadas de pressão, onde  $p$  é a pressão atmosférica;  $p_0$  a pressão no topo da atmosfera;  $p_s$  a pressão na superfície;  $T$  a temperatura;  $\mathfrak{T}$  a transmitância e  $v_i$  o número de onda médio associado ao intervalo espectral  $\Delta v_i$  onde  $i = 1, 2, \dots, N$ . O termo  $B[v_i, T(p_s)]\mathfrak{T}(v_i, p_s)$  está relacionado as condições de contorno desta equação, representando a contribuição da radiação provinda da superfície terrestre, cuja intensidade é dado pela função de Planck; o termo dentro da integral representa a contribuição atmosférica para a radiância medida pelo sensor para cada nível diferencial de pressão  $dp$  onde:  $\partial \mathfrak{T}(v_i, p)/\partial p$  é conhecido como função peso ou núcleo da integral.

### 4.3 - A EITR NA FORMA SIMPLIFICADA

A formulação da EITR conforme apresentada pela Equação 4.10, é bastante utilizada pelos métodos de inversão matemática. Porém alguns métodos, requerem uma forma ainda mais simplificada. Supondo que não haja contribuição do termo de superfície, ou seja:  $\mathfrak{T}(v, p_s) = 0$  e desprezando o termo de erro, a Equação 4.10 pode ser rescrita como (Liou, 1980):

$$I(\nu) \cong \int_{p_s}^{p_0} B[\nu, T(p)] \frac{\partial \mathfrak{Z}(\nu, p)}{\partial p} dp. \quad (4.11)$$

Outra simplificação comumente utilizada, é a eliminação da dependência do número de onda na função de Planck, justificada pelo fato do intervalo espectral tratado ser muito estreito. Assim a função de Planck pode ser linearmente aproximada pela relação:

$$B[\nu, T(p)] = c(\nu)B[\nu_f, T(p)] + d(\nu), \quad (4.12)$$

onde  $\nu_f$  é um número de onda fixo de referência e  $c(\nu)$  e  $d(\nu)$  são constante em relação a temperatura. Substituindo a equação (4.12) em (4.11), temos:

$$g(\nu) = \int_{p_s}^{p_0} K(p, \nu) f(p) dp, \quad (4.13)$$

onde:

$$g(\nu) = \frac{I(\nu) - d(\nu)}{c(\nu)}, \quad f(p) = B[\nu_f, T(p)], \quad K(\nu, p) = \frac{\partial \mathfrak{Z}(\nu, p)}{\partial p}.$$

A Equação 4.13 classifica-se como uma equação de Fredholm de primeira espécie, (Towmey 1977); onde  $K(\nu, p)$  é a função peso ou núcleo da integral e  $f(p)$  é uma função que deve ser reconstituída a partir de uma série de medidas  $g(\nu_i)$ ,  $i = 1, \dots, N$ , onde neste caso  $N$  é o número de canais utilizados pelo radiômetro. Estas equações são muitas vezes extremamente mal-condicionadas. Aplicar o Kernel a uma função é geralmente uma operação de suavização, portanto a solução que requer a inversão do operador será extremamente sensível a pequenas alterações ou erros de entrada. O processo de suavização geralmente atua como uma perda de informação, e não há como se fazer o caminho inverso. Métodos especializados tem sido desenvolvidos para solucionar tais equações, que frequentemente são chamadas de

problemas inversos. Em geral, o método deve acrescentar a informação a partir de algum conhecimento a priori da natureza da solução (Press et al. 1992). Este conhecimento a priori é então usado como um modo de suprir a falta de informação. Alguns métodos de resolução deste tipo de equação serão apresentados no Capítulo 5.

#### 4.4 - TRANSMITÂNCIA

A transmitância monocromática de um meio é dada como a razão entre a intensidade de radiação que é transmitida através de um meio com espessura  $\Delta s$  pela intensidade da radiação incidente, em um determinado comprimento de onda, vide Figura 4.2. Desta forma a transmitância monocromática pode ser obtida através da relação:

$$\mathfrak{T}_v(\tau) = e^{-\tau}, \quad (4.14)$$

onde

$$\tau_v(s) = \int_{s_1}^{s_2} k_v \rho ds', \quad (4.15)$$

que representa a profundidade ótica entre os pontos  $s_1$  e  $s_2$ , sendo  $k_v$  o coeficiente de absorção.

Utilizando a teoria de atmosfera plano-paralela, vide Seção 4.2, temos que a transmitância monocromática pode ser escrita como:

$$\mathfrak{T}_v(z) = \exp \left[ - \int_z^{\infty} k_v(z') \rho(z') dz' \right], \quad (4.16)$$

onde  $z$  corresponde ao nível de altura e o topo da atmosfera está localizado no infinito. Da equação 4.16 observa-se que a transmitância é uma função do número de onda e da

concentração do gás absorvente e geralmente sofre um decaimento exponencial com a altura. A Figura 4.3-a apresenta o comportamento das curvas de transmitância padrão para o CO<sub>2</sub> na atmosfera.

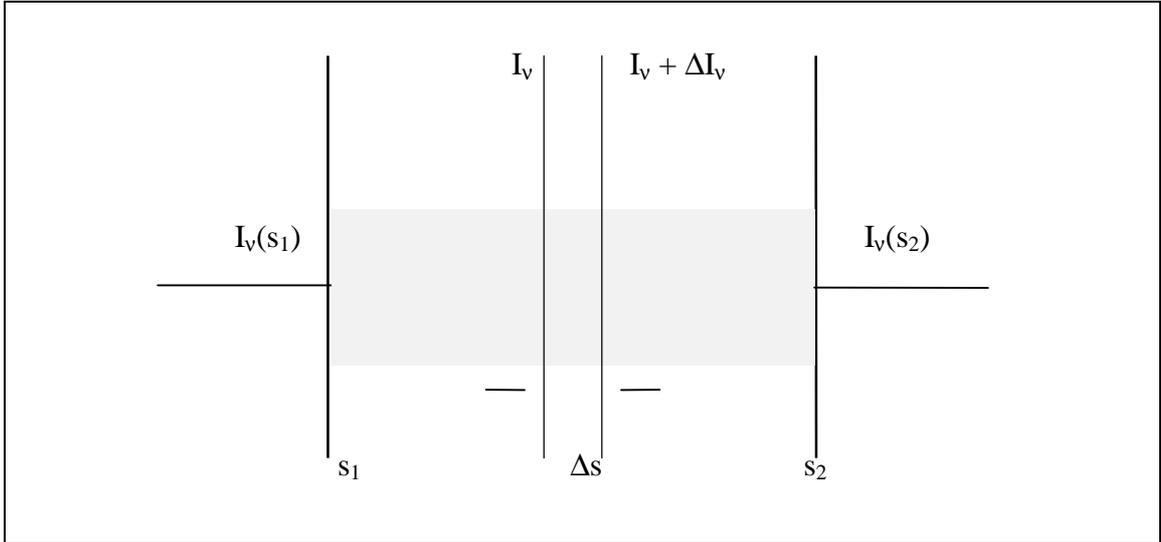


Fig. 4.2 - Esquema de um feixe de radiação atravessando um meio absorvente.

Ao se trabalhar com parâmetros atmosféricos é comum expressar as equações em coordenada vertical da pressão, ao invés dos sistemas de coordenadas usuais. Assim utilizando a equação hidrostática:

$$\rho dz = -\left(\frac{q}{g}\right) dp, \quad (4.17)$$

pode-se rescrever a Equação 4.16 da seguinte forma:

$$\mathfrak{S}_v(z) = \exp\left[-\frac{1}{g} \int_{p_0}^p k_v(p) q(p) dp\right]. \quad (4.18)$$

onde  $q$  é a razão de mistura do gás em consideração;  $g$  a aceleração da gravidade local e  $p_0$  a pressão no topo da atmosfera.

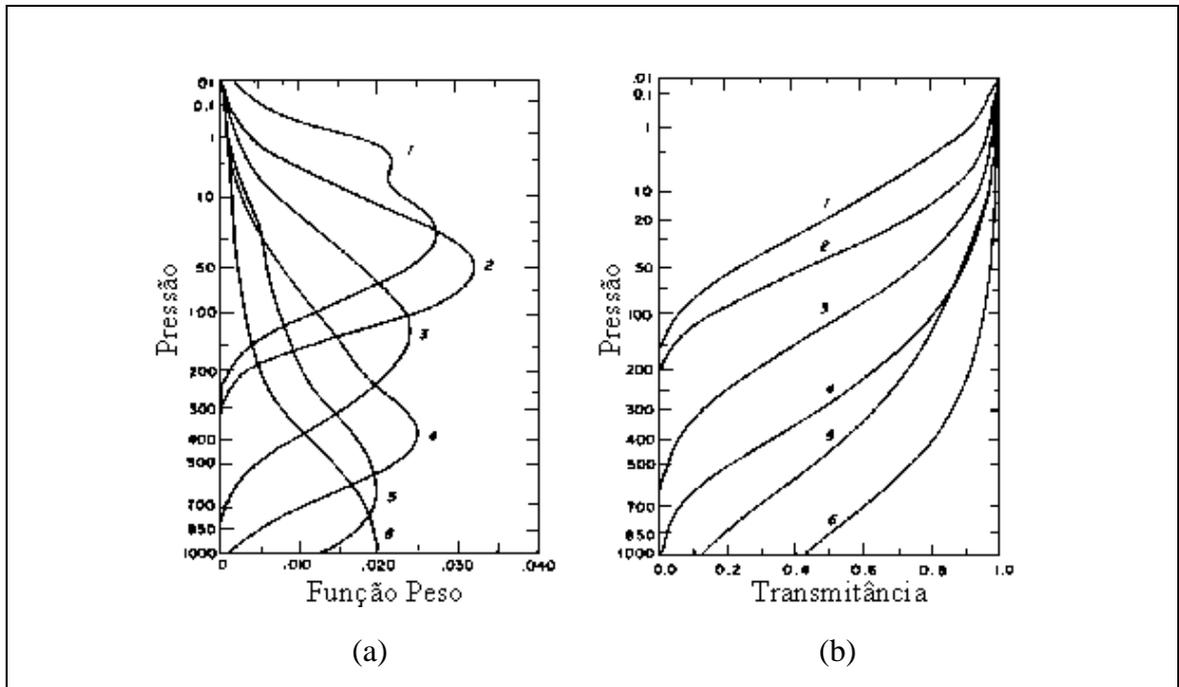


Fig. 4.3 - a) Funções peso em função da pressão (hPA). b) Transmitâncias em função da pressão (hPA). Referente a seis canais centrados na banda de absorção do  $\text{CO}_2$  em  $15 \mu\text{m}$  - Satélite NOAA-2.

Fonte: Adaptada de Liou (1980).

#### 4.5 - FUNÇÕES PESO

Em problemas relacionados com transferência radiativa atmosférica, a transmitância normalmente aparece expressa em termos de uma função, conhecida na literatura por *função peso*. Esta é definida como a taxa de variação da transmitância com relação a pressão  $\frac{\partial \mathcal{S}(v_j, p)}{\partial p}$ , que quando multiplicado pela Equação de Planck resulta em uma medida da contribuição de cada camada atmosférica  $\Delta p$  para a radiação que

chega ao topo da atmosfera. Alternativamente, é na função peso que está contida a informação necessária para se proceder a inferência dos perfis verticais de temperatura e umidade através da inversão da EITR. Portanto, a exatidão na determinação da transmitância é de fundamental importância, pois pequenos erros podem ser amplificados pelo processo de derivação, acarretando assim grandes diferenças nos valores a serem estimados.

A utilização das bandas de absorção de CO<sub>2</sub> para inferência de perfis verticais de temperatura está associado ao fato deste gás possuir uma razão de mistura uniforme na atmosfera. Desta forma, é possível se conhecer o comportamento das funções pesos para este constituinte em determinada frequência. Como a função peso entra como um dado fornecido ao problema, a contribuição para a radiação em cada camada, passa a ser uma função única da temperatura, que é uma variável contida na função de Planck. Na Figura 4.3 está plotada a transmitância e suas respectivas funções peso calculadas para alguns canais do satélite NOAA 2, na banda de 15 µm do CO<sub>2</sub>.

#### 4.6 - LINHAS DE ABSORÇÃO

A formação de uma linha espectral consiste na emissão de fótons com energia  $h\nu$ , que estão na forma de pacotes de ondas. De acordo com o princípio da incerteza de Heisenberg, esta linha ocupará uma faixa espectral muito estreita porém finita. No entanto, este alargamento de linha devido ao processo de emissão natural é muito pequeno se comparado ao alargamento das linhas devido a outros efeitos, como devido as colisões moleculares e efeito Doppler (Houghton, 1985).

Para a região de enfoque, troposfera e baixa estratosfera, prevalece o alargamento por colisão devido ao efeito da pressão, sendo o perfil Lorentziano uma boa aproximação para as linhas de emissão. Se durante o processo de emissão de um fóton ocorrer uma colisão molecular, as interações entre as molécula resultarão numa alteração na fase do pacote de onda e conseqüentemente na frequência de emissão. As

causas desta alteração são bastante complexas e não serão tratadas neste trabalho, sendo suficiente conhecer que o alargamento depende da taxa de colisões molecular, que em termos macroscópicos significa que o alargamento é uma função da pressão e da temperatura. A forma das linhas alargadas por colisão é geralmente representada por uma curva Lorentziana, expressa pela equação:

$$k(\tilde{\nu}) = \frac{\tilde{S}}{\pi} \frac{\tilde{\alpha}}{(\tilde{\nu} - \tilde{\nu}_0)^2 + \tilde{\alpha}^2}, \quad (4.19)$$

onde  $k(\tilde{\nu})$  é o coeficiente de absorção,  $\tilde{S}$  a intensidade de linha,  $\tilde{\nu}_0$  a frequência no centro da linha, e  $\tilde{\alpha}$  é o “half-width”, definido como a metade da largura de linha no nível onde  $k(\tilde{\nu})$  é metade do valor no centro da linha. Da teoria cinética dos gases, temos que o “half-width” para o perfil de linha de Lorentz ( $\tilde{\alpha}_L$ ) é diretamente proporcional a pressão e inversamente proporcional a raiz quadrada da temperatura:

$$\tilde{\alpha}_L = \tilde{\alpha}_{L0} \frac{p}{p_0} (T_0/T)^{1/2}, \quad (4.20)$$

onde ( $\tilde{\alpha}_{L0}$ ) é a “half-width” numa determinada pressão padrão  $p_0$  e temperatura  $T_0$ . Normalmente temos que os valores de  $\tilde{\alpha}$  variam para cada linha. Porém, geralmente se faz suficiente tomar uma média nos valores de  $\alpha$  dentro de uma banda de absorção.

#### 4.7 - BANDAS DE ABSORÇÃO

Analisando a absorção de radiação pelos gases atmosféricos, vê-se que esta se dá em forma de bandas, que ocupam certas faixas espectrais. As bandas de absorção são geralmente constituídas por uma ou várias linhas espectrais localizadas muito próximas umas das outras. A formação destas linhas se deve a transições de energia a nível eletrónico, vibracional ou rotacional. Na faixa espectral do infra

vermelho, os principais gases absorvedores são o dióxido de carbono, vapor d'água e ozônio. O dióxido de carbono tem uma banda de absorção significativa em 15  $\mu\text{m}$  na faixa de 600 à 800  $\text{cm}^{-1}$  e outra banda em 4,3  $\mu\text{m}$  na fronteira com o visível. Sabe-se que na faixa do infra vermelho, a formação das linhas espectrais estão associadas a transições de energia a níveis vibracionais e rotacionais.

## CAPÍTULO 5

### PROBLEMAS INVERSOS

#### 5.1 - INTRODUÇÃO

O conceito de um problema direto pode ser entendido como um processo onde a partir de determinadas condições iniciais um sistema sofre transformações e desta forma evolui para novas configurações. Geralmente estes processos podem ser expressos algebricamente pela relação:

$$\mathbf{u} = \mathbf{A} \mathbf{z}, \quad (5.1)$$

sendo  $\mathbf{z} \in \mathbf{F}$  e  $\mathbf{u} \in \mathbf{U}$  onde  $(\mathbf{F}, \mathbf{U})$  define um par de espaços métricos, e  $\mathbf{A}$  representa um operador diferencial, algébrico ou integral, com um domínio definido não nulo  $\mathbf{D}_A$  e operando em  $\mathbf{U}$ .

Uma formulação inversa para este problema implica em proceder uma estimativa das causas do problema (condições de contorno e parâmetros iniciais) a partir dos seus efeitos (Figura 5.1), ou seja: resolver a Equação 5.1 para  $\mathbf{z}$ , expressa por:

$$\mathbf{z} = \mathbf{A}^{-1} \mathbf{u}, \quad (5.2)$$

onde  $\mathbf{A}^{-1}$  representa o operador inverso.

Os problemas inversos frequentemente incluem-se na classe de problemas do tipo mal-postos (*ill-posed*), caracterizados por serem matematicamente difíceis de se resolver. Apesar da dificuldade inerente ao problema, existe um esforço muito grande em se buscar um maior conhecimento acerca desta classe de problemas dada a importância dos mesmos para diversas áreas do conhecimento. Twomey (1977),

apresenta uma lista de aplicações de problemas inversos a situações reais, como nas áreas de transferência de calor, física médica e geofísica.

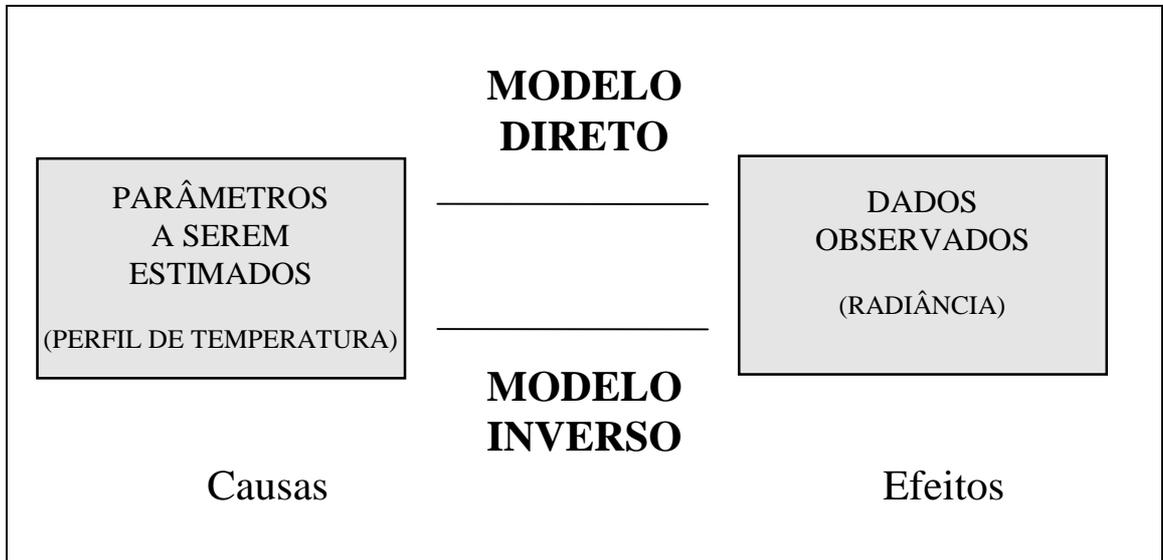


Fig. 5.1 - Esquema explicativo sobre a relação entre Modelo Direto e Modelo Inverso.

## 5.2 - CONCEITOS DE PROBLEMAS MALPOSTOS

Dada a formulação descrita na Equação 5.2, onde se deseja determinar uma solução  $\mathbf{z}$  pertencente ao espaço  $\mathbf{F}$ , a partir dos dados observados  $\mathbf{u}$  contido no espaço  $\mathbf{U}$ , um problema é considerado bem posto em relação ao par de espaços métricos  $(\mathbf{F}, \mathbf{U})$  se as seguintes condições forem satisfeitas:

- Existência:  $\forall u \in U \Rightarrow \exists z \in D_A$  tal que  $Az = u$  ,
- Unicidade :  $\forall z_1, z_2 \in D_A$  tal que  $Az_1 = Az_2 \Rightarrow z_1 = z_2$  ,
- Estabilidade:  $\forall z_1, z_2 \in D_A$  tal que  $Az_1 = u_1, Az_2 = u_2 \Rightarrow z_1 \rightarrow z_2$  em  $\mathbf{F}$  ,  
com  $u_1 \rightarrow u_2$  em  $\mathbf{U}$  , ou seja: variações infinitesimais em  $u$  correspondem a variações infinitesimais em  $z$ .

Problemas que não satisfazem estas condições, são considerados problemas do tipo *mal-postos*. Lembrando que esta afirmação só é válida para um determinado espaço métrico  $(F,U)$ , desde que o mesmo problema pode ser bem posto com relação a outros espaços métricos (Tikhonov e Arsenin, 1977). As duas primeiras condições caracterizam a determinação matemática do problema, já a terceira condição está relacionada a sua determinação física e com a possibilidade ou não de aplicação de métodos numéricos para resolvê-lo a partir de um certo número de dados iniciais aproximados.

Na prática, é comum contar-se com poucos dados, fornecidos através de medições realizadas por aparelhos resultando em uma malha discreta de pontos. Isto torna o sistema impossível de se resolver para um espaço contínuo, tornando-se necessário a utilização de uma formulação discreta para o problema. Além disso geralmente busca-se estimar um grande número de parâmetros a partir de poucos resultados, o que gera sistemas indeterminados. Assim informação complementar deve ser de alguma forma fornecida ao algoritmo de inversão a fim de que este se torne viável. Uma forma de suprir a falta de informação e diminuir o mal-condicionamento do problema seria através de um bom "chute inicial" e pelo uso de funções de regularização, que será discutida na Seção 6.2.

### 5.3 - METODOLOGIAS PARA RESOLUÇÃO DA EITR

Como mencionado anteriormente, a Equação 4.10 perante algumas simplificações pode ser classificada como uma equação linear de Fredholm de primeira espécie, (Equação 4.13). Além disso, o processo de inversão necessário à determinação dos perfis de temperatura e umidade, caracteriza-se por ser um problema mal-posto. Problemas inversos relacionados à transferência radiativa, aparecem em várias situações envolvendo sensoriamento remoto e em particular à Meteorologia. Esta grande diversidade de aplicações estimulou o desenvolvimento de diferentes tipos de abordagens com o intuito de resolver este tipo de equação. Assim surgiram um grande

número de técnicas de inversão. Estas estão basicamente divididas em duas classes distintas: os métodos explícitos, e os métodos implícitos. Os métodos de maior interesse para área de meteorologia serão discutidos com mais detalhes nas Seções subsequentes.

### 5.3.1 - MÉTODOS EXPLÍCITOS

Nos métodos explícitos de inversão, o objetivo é encontrar um operador inverso que permita estabelecer uma correspondência direta entre os dados observados e os parâmetros desconhecidos do problema. Normalmente isto requer muitas simplificações no modelo direto, resultando numa perda de generalização do problema em questão.

#### 5.3.1.1 - MÉTODOS DE INVERSÃO DIRETA

Supondo que há  $N$  canais onde são obtidas as radiâncias utilizadas na reconstrução do perfil de temperatura, e empregando a notação da Equação 4.13, tem-se um sistema de  $N$  equações integrais da forma:

$$g_i = \int f(p)K_i(p)dp \quad i = 1, 2, \dots, N. \quad (5.3)$$

O perfil a ser determinado a partir destas equações é uma função contínua da pressão mas há somente um número finito de observações, fazendo com que se torne conveniente expressar  $f(p)$  como uma função linear de  $M$  variáveis na forma:

$$f(p) = \sum_{j=1}^M f_j W_j(p), \quad j = 1, \dots, M, \quad (5.4)$$

onde  $f_j$  são coeficientes desconhecidos, e as funções  $W_j(p)$  formam uma base ortogonal conhecida.

Das equações acima, tem-se:

$$g_i = \sum_{j=1}^M f_j \int_{p_s}^0 W_j(p) K_i(p) dp, \quad i = 1, \dots, N \quad (5.5)$$

Definindo:

$$A_{ij} = \int_{p_s}^0 W_j(p) K_i(p) dp,$$

obtem-se:

$$g_i = \sum_{j=1}^M A_{ij} f_j \quad i = 1, \dots, N. \quad (5.6)$$

Rescrevendo a equação 5.6 em notação matricial, tem-se:

$$\mathbf{g} = \mathbf{A} \mathbf{f} \quad (5.7)$$

de modo que:

$$\mathbf{f} = \mathbf{A}^{-1} \mathbf{g},$$

ou, caso  $\mathbf{A}$  não seja uma matriz quadrada (por exemplo, problemas sobredeterminado, mais dados que incógnitas,  $N > M$ ) tem-se:

$$\mathbf{f} = (\mathbf{A}^* \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^* \mathbf{g}, \quad (5.8)$$

onde  $\mathbf{A}^{-1}$  e  $\mathbf{A}^*$  representam a inversa e a transposta de  $\mathbf{A}$  respectivamente.

Normalmente as soluções derivadas das equações acima, apresentam-se muito instáveis devido ao mal-condicionamento de  $\mathbf{A}$ , e mesmo pequenos erros podem

ser grandemente amplificados no processo de inversão. Como se sabe a resolução deste problema está associado a diversas fontes de erros, tais como erros de arredondamento numéricos, aproximações e imprecisões nas medidas de radiação, feita pelos sensores abordo dos satélites. Isto torna quase impraticável a inversão direta da equação da transferência radiativa. Desta forma serão apresentadas abaixo alguns métodos utilizados na tentativa de buscar soluções mais estáveis.

### 5.3.1.2-INVERSÃO LINEAR COM REGULARIZAÇÃO (MÍNIMOS QUADRADOS)

Seja a equação:

$$g_i = \sum_{j=1}^M A_{ij} f_j, \quad i = 1, \dots, N. \quad (5.9)$$

Como na prática sempre existe um erro de medida  $\varepsilon_i$  associado a  $g_i$ , os dados observados medidos podem ser representados por  $\hat{g}_i = g_i + \varepsilon_i$ . Dentro deste intervalo de erro, a solução  $f_j$  não é única, sendo necessário impor alguma condição adicional que permita optar por uma das possíveis soluções  $f_j$ .

Considerando uma função que utilize o método dos mínimos quadrados com um vínculo quadrático na forma:

$$\min \left[ \sum_{i=1}^N \left( \sum_{j=1}^M A_{ij} f_j - \hat{g}_i \right)^2 + \gamma \sum_{j=1}^M (f_j - \bar{f})^2 \right] \quad (5.10)$$

onde  $\bar{f}$  é o valor médio de  $f$  e  $\gamma$  o coeficiente arbitrário de suavização que determina o quão forte a solução  $f_j$  será restringida à  $\bar{f}$ . A Equação 5.10 deve ser otimizada, ou

seja, deseja-se minimizar o erro sujeito à condição da solução estar perto de  $\bar{f}$ . Assim pode-se mostrar que a solução pode ser expressa por:

$$\mathbf{f} = (\mathbf{A}^* \mathbf{A} + \gamma \mathbf{C})^{-1} \mathbf{A}^* \mathbf{g} \quad (5.11)$$

onde  $\mathbf{C}$  é uma matriz dada por:

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} 1 - M^{-1} & -M^{-1} & \dots & -M^{-1} \\ -M^{-1} & 1 - M^{-1} & \dots & -M^{-1} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ -M^{-1} & -M^{-1} & \dots & 1 - M^{-1} \end{bmatrix}.$$

Esta equação foi primeiramente derivado por Phillips(1962) e (Twomey 1963).

### 5.3.1.3 - MÉTODO SIMULTÂNEO DE SMITH-WOOLF

O método simultâneo de Smith-Woolf (Smith et al., 1985) se caracteriza por possuir um esquema de determinação simultânea dos perfis verticais de temperatura e umidade e das temperaturas de contorno da superfície, a partir das radiâncias. Este esquema utiliza a EITR escrita na forma perturbada:

$$\delta T_b = \int_{p_0}^{p_s} \delta u \frac{\partial T}{\partial p} \frac{\partial \mathfrak{S}}{\partial u} \left[ \frac{\partial B}{\partial T} \Big/ \frac{\partial B}{\partial T_b} \right] dp - \int_{p_0}^p \delta T \frac{\partial \mathfrak{S}}{\partial p} \left[ \frac{\partial B}{\partial T} \Big/ \frac{\partial B}{\partial T_b} \right] dp + \delta T_s \left[ \frac{\partial B}{\partial T} \Big/ \frac{\partial B}{\partial T_b} \right] \mathfrak{S}_s \quad (5.12)$$

onde  $T$  é a temperatura,  $T_b$  é a temperatura de brilho,  $p$  a pressão,  $p_0$  a pressão no topo da atmosfera,  $u$  a umidade integrada,  $B$  a função de Planck e  $\mathfrak{S}$  a transmitância e o índice  $S$  indica propriedade na superfície.

Para que a equação acima seja resolvida,  $\delta u$ ,  $\delta T$  e  $\delta T_S$  são expressos como uma expansão linear de funções de base, de modo que podemos formular a equação acima como:

$$\delta T_{bi} = \sum_{j=0}^M \alpha_j \psi_{ji}, \quad i = 1, \dots, N \quad (5.13)$$

onde  $\psi$  são as funções de base, que dependem do número de canais  $i$ ,  $i=1, \dots, N$ , e do número de coeficientes  $j$ ,  $j=1, \dots, M$ , e  $\alpha$  os coeficientes da expansão a serem determinados. Na forma matricial a Equação 5.13 fica:

$$\mathbf{t}_b = \boldsymbol{\psi} \boldsymbol{\alpha}, \quad (5.14)$$

que pode ser resolvida por meio de mínimos quadrados de uma maneira similar a efetuada na Seção 5.3.1.2, resultando em:

$$\boldsymbol{\alpha} = (\boldsymbol{\psi}^* \boldsymbol{\psi} + \gamma \mathbf{I})^{-1} \boldsymbol{\psi}^* \mathbf{t}_b. \quad (5.15)$$

A partir de  $\alpha$ , pode-se determinar  $\delta u$ ,  $\delta T$  e  $\delta T_S$ , e a partir de algum conhecimento a priori, que pode ser fornecido através de climatologia, regressão ou mesmo uma análise ou previsão fornecida por um modelo numérico, pode-se chegar as soluções para os perfis verticais de temperatura, umidade e temperatura da superfície. O esquema acima está descrito de uma maneira muito sintetizada e uma descrição mais detalhada deste método incluindo a dedução da Equação 5.13 e escolha das funções de base, pode ser encontrado em (Menzel, 1991) e (Ferreira, 1987), que apresenta também uma abordagem em 3-D do esquema de Smith-Woolf.

O processador ITPP que é utilizado operacionalmente se baseia neste método de inversão. O esquema de determinação simultânea faz deste método um

esquema bastante versátil, porém se mostra bastante sensível ao perfil inicial, necessitando de um grande conhecimento prévio das características atmosféricas.

#### 5.3.1.4 - MÉTODOS ESTATÍSTICOS

Os métodos do tipo estatístico, geralmente assumem que um desvio no perfil de temperatura procurado em relação à uma média climatológica, pode ser expresso como uma combinação linear dos desvios dos dados medidos (radiâncias). Assim escreve-se:

$$\hat{f}_j - \bar{f}_j = \sum_{i=1}^M D_{ji} (\hat{g}_i - \bar{g}_i), \quad i = 1, \dots, N \text{ e } j = 1, \dots, M. \quad (5.16)$$

onde  $\hat{f}_j$  é o valor estimado de  $f_j$ , que representa os valores verdadeiros de temperatura;  $\bar{f}_j$  a média climatológica de  $f_j$ ;  $\hat{g}_i$  os dados observados;  $\bar{g}_i$  a média dos dados observados, e  $\|D_{ji}\|$  uma matriz estimadora. Uma vantagem deste método é que  $\|D_{ji}\|$  é determinada experimentalmente, não necessitando das informações das funções peso. Por outro lado, é bastante dependente de uma boa média climatológica.

#### 5.3.2 - MÉTODOS IMPLÍCITOS

Basicamente, os métodos implícitos tentam ajustar a solução matemática através de um processo iterativo de busca até que haja uma melhor concordância entre os dados observados e os resultados calculados pelo modelo direto em cada iteração. Em geral estes métodos não necessitam de proceder a linearização da equação da EITR nem utilizar o processo de inversão de matrizes. Porém, este tipo de método geralmente demanda um maior tempo de cálculo se comparado aos métodos diretos.

### 5.3.2.1 - MÉTODO DE CHAHINE

O método iterativo desenvolvido por Chahine (1968 e 1970) utiliza o fato que a função peso tem apenas um máximo para cada número de onda e que estes estão, localizados em diferentes níveis de pressão  $p_i$ , permitindo assim a determinação de uma temperatura para cada canal utilizado. Com a aplicação do teorema do valor médio a EITR pode ser escrita como:

$$\tilde{I}_i = B_i(T_s) \cdot \mathfrak{S}_i[T(p_s)] + B_i[T(p_i)] \left[ \frac{\partial \mathfrak{S}_i(p)}{\partial \ln p} \right]_{p_i} \Delta_i \ln p \quad (5.17)$$

onde  $i$  denota o número de canais espectrais,  $p_i$  denota o nível em que a função peso tem seu valor máximo e  $\Delta_i \ln p$  representa a diferença de pressão em dois níveis  $i$ . Partindo desta equação e fazendo algumas considerações, chega-se a equação de relaxação de Chahine:

$$\frac{\tilde{I}_i}{I'_i} \approx \frac{B_i[T(p_i)]}{B_i[T'(p_i)]} \quad (5.18)$$

onde  $I'_i$  é a radiação estimada através de um perfil inicial na temperatura  $T'(p_i)$ . Esta radiação estimada é comparada com a radiação observada e, não estando dentro da precisão estabelecida, a Equação 4.10 é utilizada para gerar um novo perfil na temperatura utilizando-se a Equação de Planck (4.2). Este processo é aplicado sucessivamente até que atingir a convergência, dada por:

$$\varepsilon = \sum_i \frac{|\tilde{I}_i - I'_i|}{I'_i} \quad (5.19)$$

onde  $\varepsilon$  é o resíduo. Este método destaca-se pela simplicidade e por apresentar resultados bastante satisfatórios. Sua principal desvantagem é a limitação no número de pontos

estimados do perfil, tornando-se necessário o uso de interpolação entre os pontos calculados. Além disso, ele não permite a extrapolação dos resultados para níveis de pressão fora do intervalo abrangido pelos sensores e possui grande sensibilidade com relação a ruídos.

### 5.3.2.2 - MÉTODO DE SMITH

Smith (1970) desenvolveu um método bastante similar ao desenvolvido por Chahine. A diferença básica consiste em se utilizar cada canal de observação separadamente para estimativa do perfil de temperatura, tirando-se em seguida uma média ponderada pelas funções peso para cada nível de pressão. Fundamentalmente, esta técnica iterativa se diferencia do método de Chahine por utilizar uma equação de iteração da forma:

$$B_i^{k+1}[T(p)] = B_i^k[T(p)] + [\tilde{I}_i - I_i^k] \quad (5.20)$$

onde  $\tilde{I}_i$  é a radiação observada e  $I_i^k$  a radiação computada na k-ésima iteração; e por produzir estimativas de temperatura para todos níveis de pressão não se restringindo apenas aos níveis localizados nos pontos de máximo das funções peso. A temperatura é estimada para cada canal separadamente e ponderada pela função peso. Assim para cada nível de pressão  $j$  [ $j=1,2,\dots,M$ ] tem-se:

$$T^{k+1}(p) = \frac{\sum_i^N T_i^{k+1}(p) W_i(p)}{\sum_i^N W_i(p)}, \quad (5.21)$$

onde

$$W_i(p) = \begin{cases} d\mathfrak{S}_i, & p < p_s \\ \mathfrak{S}_i, & p = p_s \end{cases} .$$

## CAPÍTULO 6

### METODOLOGIA UTILIZADA

#### 6.1 - FORMULAÇÃO DO PROBLEMA

O objetivo deste trabalho é o desenvolvimento de uma metodologia para se estimar o perfil vertical de temperatura atmosférica. O problema em estudo envolve a determinação de uma série de parâmetros  $T_j$ ,  $j = 1, \dots, M$ , que no caso abordado podem representar a temperatura no nível de pressão  $j$ , a partir de um conjunto finito de intensidades de radiações  $I_i$ ,  $i = 1, \dots, N$ . O problema de inversão é formulado como um problema de otimização não linear sujeito a restrições:

$$\min J(\mathbf{T}), \quad l_j \leq T_j \leq u_j, \quad j = 1, \dots, M \quad (6.1)$$

onde  $\mathbf{T} = [T_1, \dots, T_M]^*$  representa o vetor de parâmetros, e  $M$  é o número total de níveis de pressão, resultando numa grade de resolução vertical na pressão  $\Delta p = \frac{P_{dif}}{M}$ , onde  $p_{dif}$  é a diferença entre os níveis de pressão máxima e pressão mínima do problema;  $l_j$  e  $u_j$  são os limites inferiores e superiores dos parâmetros procurados. A função objetivo  $J(\mathbf{T})$  pode ser escrita na forma:

$$J(\mathbf{T}) = R(\mathbf{T}) + \gamma Q(\mathbf{T}), \quad (6.2)$$

onde  $R$  é uma norma que mede o erro entre as radiações medidas e aquelas geradas pelo modelo direto para um dado vetor  $\mathbf{T}$ ,  $Q$  é o termo de regularização, e  $\gamma$  é um parâmetro de regularização, positivo e constante.

Neste trabalho foi utilizado a norma  $L_2$  para expressar  $R(\mathbf{T})$ , ou seja:

$$R(\mathbf{T}) = \sum_{i=1}^N [I_i^{Exp} - I_i(\mathbf{T})]^2 \quad (6.3)$$

o que corresponde à soma das diferenças quadráticas entre a radiância estimada  $I_i(\mathbf{T})$  e a radiância experimental medida pelo sensor  $I_i^{Exp}$ ,  $i = 1, 2, \dots, N$ , onde  $N$  representa o número de canais. O modelo direto utilizado para obtenção das radiâncias  $I_i(\mathbf{T})$  é dado pela Equação 4.10 que é resolvida neste presente trabalho, pelo método de diferenças finitas, e pode ser escrita da seguinte forma:

$$I_i \cong B_{i,s} \mathfrak{S}_{i,s} + \sum_{j=1}^M B_{i,j-1/2} \left. \frac{\partial \mathfrak{S}}{\partial p} \right|_{i,j-1/2} \Delta p, \quad [i = 1, \dots, N]$$

onde  $\mathfrak{S}_{i,s} = \mathfrak{S}_i(p_s)$  e  $\Delta p$  é a variação de pressão entre os níveis  $j-1$  e  $j$ . Aproximando a derivada da transmitância por meio de diferenças finitas centradas em  $j-1/2$  e tomando a média aritmética de  $B$ , a equação acima pode ser rescrita como:

$$I_i = B_{i,s} \mathfrak{S}_{i,s} + \sum_{j=2}^M \left( \frac{B_{j,i} + B_{j,i-1}}{2} \right) (\mathfrak{S}_{i,j} - \mathfrak{S}_{i,j-1}), \quad [i = 1, \dots, N], \quad (6.4)$$

onde  $M$  é o número de pontos.

A abordagem proposta é geral e permite o emprego de outras normas como, por exemplo, a norma  $L_1$  e a norma  $L_\infty$ , e diferentes técnicas de regularização. Tarantola (1988) apresenta uma discussão ampla sobre os diversos tipos de norma e suas aplicações no âmbito da resolução de problemas inversos.

## 6.2 - FUNÇÕES DE REGULARIZAÇÃO

Como mencionado anteriormente, a introdução de regularização na função objetiva visa eliminar a presença de oscilações bruscas ou picos nas soluções, também conhecidos como artefatos, que geralmente estão presentes em problemas de natureza mal-posta. A introdução de regularização restringe o espaço de soluções possíveis, fazendo com que o conjunto de pontos que compõem a solução tenha um comportamento fisicamente aceitável. Geralmente, isto se traduz pela imposição, via regularização, de uma maior suavidade das soluções inversas obtidas. O termo de regularização é introduzido na função objetiva através de um multiplicador de Lagrange, também conhecido como parâmetro de regularização.

### 6.2.1 - REGULARIZAÇÃO BASEADA NO VETOR DE PARÂMETROS E SUAS DIFERENÇAS

O uso de técnicas de regularização para obtenção de soluções suavizadas em problemas do tipo mal postos tem sido muito empregada em diversos problemas. Estas técnicas foram em sua maior parte desenvolvida de acordo com a formulação de Tikhonov (Tikhonov, 1963 a, b), (Tikhonov e Arsenin, 1977), e, sendo o termo "regularização" muitas vezes associados à seu nome. No entanto, para o caso de modelos discretos, Phillips (1962) parece ser a primeira pessoa que aplicou regularização para soluções numéricas da equação Integral de Fredholm de primeira espécie. Em seguida, Twomey (1963) e Cook (1963) estenderam as idéias de Phillips. Twomey, em particular desenvolve uma metodologia de regularização específica para problemas sobredeterminados, sendo o algoritmo de Twomey também aplicável a sistemas indeterminados. Tikhonov em 1963, aplica a teoria para funções contínuas e sugere também a minimização da segunda derivada como um modo de regularizar problemas mal postos. Mais detalhes sobre as diferentes técnicas de regularização e suas origens históricas pode ser encontradas em Bassrei e Rodi, (1993).

De uma maneira geral, os esquemas de minimização com regularização baseados na formulação de Tikhonov, podem ser classificados quanto a ordem do esquema de diferenças finitas aplicado aos elementos do vetor de parâmetros. Assim, tem-se regularização de ordem zero quando:

$$Q(\mathbf{T}) = \sum_{j=1}^M T_j^2, \quad (6.5)$$

onde  $T_j, [j = 1, \dots, M]$ , representa os parâmetros a serem estimados. Assim, para  $\lambda$  muito grande o termo de regularização tende a reduzir a magnitude de  $T_j$ . No limite de  $\lambda \rightarrow \infty$ , todos os  $T_j, [j = 1, \dots, M]$  são zero.

Para regularização de primeiro ordem, tem-se:

$$Q(\mathbf{T}) = \sum_{j=2}^M (T_j - T_{j-1})^2. \quad (6.6)$$

Neste caso, para valores muito grandes de  $\lambda$ , os elementos do vetor de parâmetros assumem um valor constante e uniforme.

Por último, a regularização de segunda ordem pode ser expressa por:

$$Q(\mathbf{T}) = \sum_{j=2}^{M-1} (T_{j+1} - 2T_j + T_{j-1})^2, \quad (6.7)$$

Para o extremo de  $\lambda$  muito grandes temos  $T_j, [j = 1, \dots, M]$ , formando uma reta com inclinação tal que minimize a função objetivo do problema.

### 6.2.2 - REGULARIZAÇÃO ENTRÓPICA

Neste trabalho, além das funções clássicas de regularização (Tikhonov), foi utilizado também uma técnica de regularização baseada no princípio da máxima entropia, método inicialmente proposto por Jaynes (1957), com base na caracterização axiomática da informação de Shannon (1949). Utilizando esta metodologia a função de regularização pode ser escrita da seguinte forma:

$$Q(\mathbf{T}) = - \left[ \frac{S_\alpha(\mathbf{T})}{S_{\max}} \right], \quad (6.8)$$

onde  $S(\mathbf{T})$  é a entropia associada ao vetor de parâmetros  $\mathbf{T}$ ,  $[T_1, T_2, \dots, T_M]^*$ , dada por:

$$S_\alpha(\mathbf{T}) = - \sum_{q=1}^M S_q \log(S_q), \quad (\alpha = 0, 1, 2) \quad (6.9)$$

onde

$$S_q = \frac{X_q}{\sum_{q=1}^M X_q} \quad \text{e} \quad X_q = \begin{cases} T_q & \text{if } \alpha = 0 \\ |T_q - T_{q-1}| + \zeta & \text{if } \alpha = 1 \\ T_{q+1} - 2T_q + T_{q-1} + 2(T_{\max} - T_{\min}) & \text{if } \alpha = 2 \end{cases}$$

onde  $\zeta$  é uma constante positiva pequena,  $T_{\max}$  e  $T_{\min}$  estão relacionados as restrições nos parâmetros do problema e  $\alpha$ , ( $\alpha = 0, 1, 2$ ), define a ordem da função de regularização entrópica (entropia de ordem zero, primeira ordem e segunda ordem, respectivamente). A noção de ordem em regularização entrópica foi introduzida recentemente por Ramos e Velho (1996).

A função  $S_\alpha(\mathbf{T})$  atinge seu valor máximo global quando todos os  $T_j$ ,  $[j = 1, \dots, M]$ , são iguais, ou seja, quando temos uma distribuição uniforme onde  $S(\mathbf{T}) = S_{\max} = \log(M)$ . Desta forma a solução por máxima entropia procura minimizar

a função objetiva, maximizando a suavidade nas soluções encontradas. Exemplos de aplicações de regularização utilizando o princípio da máxima entropia de ordem zero pode ser encontrados em Ramos e Giovannini (1995), Stephan et al. (1997) e Muniz et al. (1997) . Outra abordagem deste método, é a utilização do princípio da mínima entropia, onde o valor mínimo de  $S_{min}$  é atingido quando todos os elementos  $X_q$  menos um são iguais a zero. Esta abordagem, conforme apresentada por (Ramos e Campos Velho, 1996), busca soluções localmente suaves separados por descontinuidades abruptas.

### 6.3 - A ESCOLHA DO PARÂMETRO DE REGULARIZAÇÃO

A função objetivo é composta por dois termos: uma norma mais um termo de regularização. A ponderação destes dois termos na função objetivo é feito por meio de um parâmetro de regularização  $\gamma$ , um número positivo. A escolha do  $\gamma$  ótimo é um ponto crucial na utilização de métodos de inversão que utilizam regularização, em particular este trabalho. Por parâmetro de regularização ótimo, entende-se um parâmetro que regularize a inversão, dando uma solução consistente com a física do problema, mas que seja também consistente com os dados observados, dentro de certo erro aceitável, (Bassrei e Rodi, 1993). Sabe-se que valores muito altos de  $\gamma$  tendem a fazer com que as soluções sejam muito suavizadas perdendo a consistência com os dados do problema. Já para valores muito baixos de  $\gamma$ , a tendência é uma diminuição no efeito da regularização, ressurgindo o problema da presença de artefatos nas soluções inversas.

Parece não haver nenhum critério geral para a escolha do parâmetro de regularização que possa ser adotado para todas as situações. Geralmente, se faz necessário a utilização de experimentações numéricas, tentativa e erro, buscando os valores mais adequados de  $\gamma$  para o problema em questão. Existe porém, alguns critérios mais objetivos de escolha deste parâmetro de regularização. Gull e Daniel (1978) propõem um método baseado nas características estatísticas dos erros experimentais (supostos gaussianos), onde o  $\gamma$  deve ser tal que satisfaça a relação:

$$R(\mathbf{T}) \approx M\sigma^2, \quad (6.10)$$

onde  $\sigma$  é o desvio padrão do ruído e  $M$  o número de parâmetros estimados. Outro critério também conhecido é o de Sena e Toksoz (1990), que sugerem que o peso da função de regularização seja igual ao resíduo da norma  $R(\mathbf{T})$  na iteração corrente, ou seja:

$$\gamma = R(\mathbf{T}).$$

Assim a função objetiva pode ser escrita como:

$$J(\mathbf{T}) = R(\mathbf{T})[1 + Q(\mathbf{T})]. \quad (6.11)$$

#### 6.4 - DESCRIÇÃO DO ALGORITMO DE OTIMIZAÇÃO

Este problema é resolvido iterativamente pelo algoritmo de otimização quasi-newtoniano implementado na Rotina E04UCF da biblioteca NAG (1993). Este procedimento foi anteriormente adotado com sucesso por Ramos e Giovannini (1995), Ramos e Velho (1996) e Stephany et al. (1997). Esta rotina destina-se a minimizar funções arbitrariamente suaves, sujeitas a restrições (limites discretos, curvas limites lineares e não lineares), por meio de método de programação seqüencial. A  $n$ -ésima iteração, genérica, pode ser descrita como:

- 1) Resolução do problema direto para  $\mathbf{T}^{(n)}$  e cálculo da função objetivo  $J(\mathbf{T}^{(n)})$ .
- 2) Cálculo, por diferenças finitas, do gradiente  $\nabla J(\mathbf{T}^{(n)})$ .
- 3) Cômputo de uma aproximação quasi-newtoniana positiva definida para o Hessiano  $\mathbf{H}^{(n)}$  da função objetivo:

$$\mathbf{H}^{(n)} = \mathbf{H}^{(n-1)} + \frac{\mathbf{b}^{(n)} (\mathbf{b}^{(n)})^T}{(\mathbf{b}^{(n)})^T \mathbf{u}^{(n)}} - \frac{\mathbf{H}^{(n-1)} \mathbf{u}^{(n)} (\mathbf{u}^{(n)})^T \mathbf{H}^{(n-1)}}{(\mathbf{u}^{(n)})^T \mathbf{H}^{(n-1)} \mathbf{u}^{(n)}}$$

onde  $\mathbf{b}^{(n)} = \mathbf{T}^{(n)} - \mathbf{T}^{(n-1)}$  e  $\mathbf{u}^{(n)} = \nabla J(\mathbf{T}^{(n)}) - \nabla J(\mathbf{T}^{(n-1)})$ .

4) Cômputo da direção de busca  $\mathbf{d}^{(n)}$  como solução do seguinte subproblema de programação quadrática:

$$\begin{aligned} & \text{minimizar } [\nabla J(\mathbf{T}^{(n)})]^T \mathbf{d}^{(n)} + \frac{1}{2} (\mathbf{d}^{(n)})^T (\mathbf{H}^{(n)}) \mathbf{d}^{(n)}; \\ & \text{sujeito a } l_j - T_j^{(n)} \leq d_j \leq u_j - T_j^{(n)} \end{aligned}$$

5) Cálculo de um passo  $\beta^{(n)}$  que minimize  $J(\mathbf{T}^{(n)} + \beta^{(n)} \mathbf{d}^{(n)})$ .

6) Atribuição de  $\mathbf{T}^{(n+1)} = \mathbf{T}^{(n)} + \beta^{(n)} \mathbf{d}^{(n)}$ .

7) Teste de convergência: parada ou retorno a etapa 1.

## CAPITULO 7

### APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Neste capítulo estão dispostos os resultados obtidos utilizando a metodologia descrita no Capítulo 6. Basicamente este capítulo se divide em quatro Seções que podem ser agrupadas em duas classes de resultados. As Seções 7.1 e 7.2 apresentam resultados obtidos a partir de dados de radiâncias geradas sinteticamente pelo modelo direto. Na Seção 7.1 usou-se como parâmetros de entrada para o modelo direto os dados de transmitância e temperatura dispostos na Tabela 7.2; na Seção 7.2 as transmitâncias utilizadas como entrada para o modelo direto foram obtidos a partir do modelo ITPP-5.0 (Tabela 7.3). Nas Seções 7.3 e 7.4 foram utilizados dados de radiâncias obtidos a partir do TOVS reproduzindo assim uma situação que acontece na prática. Na Seção 7.4 é apresentada uma comparação com medições *in situ* obtidos por radiossondagem. A Tabela 7.1 mostra o esquema de como estão dispostos os resultados.

#### 7.1 - RECUPERAÇÃO DE PERFIS DE TEMPERATURA A PARTIR DE RADIÂNCIAS SINTÉTICAS E TRANSMITÂNCIAS PADRÃO

Nesta Seção foram utilizadas transmitâncias padrão obtidas da literatura (Liou,1980) e apresentadas na Tabela 7.2. Os canais estão associados à banda de absorção do CO<sub>2</sub> centradas em 15 μm e são distribuídos de forma a fazer uma cobertura vertical da atmosfera. As Figuras 7.1 e 7.2 apresentam, os perfis de transmitâncias e suas respectivas funções pesos normalizadas utilizadas nas simulações, plotados em função do logaritmo da pressão. Na Figura 7.2, vê-se que os canais estão dispostos de forma que os picos das funções pesos se distribuam verticalmente de modo aproximadamente uniforme. Os três primeiros canais estão associados aos níveis mais altos da atmosfera e os 3 últimos aos níveis mais baixos, sendo que o canal 6 tem o máximo da função peso localizado na superfície terrestre. Vale salientar que a cobertura se dá somente até 30 hPa, onde o canal 1 tem seu máximo. Não há mais informações

acima deste nível. As radiâncias utilizadas no processo de inversão foram geradas a partir do modelo direto (Equação 6.4), e são apresentadas na curva cheia da Figura 7.3.

A Figura 7.4 apresenta os resultados obtidos pelo algoritmo para  $\gamma = 0$  em termos de valores de temperatura versus o logaritmo da pressão. A linha cheia representa a solução exata a ser recuperada, cujos valores são dados na Tabela 7.2. A linha tracejada representa o perfil recuperado através do método de inversão descrito no Capítulo 6. O valor de temperatura próximo a superfície, foi fixado durante o processo de inversão. Esta é uma prática bastante comum nos processos de recuperação de perfis verticais de temperatura da atmosfera, sendo conhecida como *ancoragem de superfície*. O perfil inicial de temperatura fornecido ao Método Iterativo Implícito de Inversão (MIII) corresponde a um perfil inicial uniforme e de valor igual a temperatura de ancoragem (linha pontilhada).

Analisando a solução obtida, observa-se que o perfil recuperado se aproxima bastante da solução original, sobretudo nos níveis de 1000 a 100 hPa. Para os níveis mais altos, a estimativa não é tão precisa, porém o perfil recuperado acompanha o perfil original, estando esta imprecisão provavelmente associada a falta de funções peso com máximos centrados nestes níveis (acima de 30 hPa). Como esperado, não houve a necessidade de se utilizar funções de regularização, já que não foi adicionado nenhum ruído aos dados do problema.

Como um segundo passo, foram realizados algumas recuperações de perfis de temperatura, onde foram utilizados dados de radiâncias contaminados por um nível de 5% de ruído. Estes dados estão ilustrados pela curva pontilhada da Figura 7.3. Os resultados estão dispostos na Figura 7.5. A curva A representa um perfil recuperado sem regularização. Pode-se notar que a presença do ruído nas radiâncias descaracterizou totalmente a solução, devido ao efeito de mal-condicionamento do problema. Conforme mencionado no Capítulo 6, uma forma de se obter soluções mais estáveis para o problema seria o uso de técnicas de regularização. Neste caso a função de regularização

por máxima entropia apresentou bons resultados, representado na curva B. Observa-se que para os altos níveis de pressão o MIII conseguiu reproduzir bem os resultados, tendo uma solução bem próxima do caso sem ruído apresentado na Figura 7.4. Por outro lado, na estratosfera o erro aumenta bastante.

A Figura 7.6 ilustra a variação dos valores do erro médio quadrático (RMS), de acordo com o número de iterações para os perfis recuperados de temperatura apresentados na Figura 7.5, para os casos com e sem regularização. A curva pontilhada mostra que a norma quadrática com regularização apresenta uma rápida diminuição no RMS da solução. Porém, à medida que o número de iterações aumenta o algoritmo passa a extrair informações do ruído contido nos dados, interpretando como se estes fizessem parte da física do problema. Isto faz com que sejam introduzidas artefatos nas soluções, fenômeno conhecido como "overfitting". A curva cheia também apresenta uma rápida convergência da solução, porém quando o ruído começa a deteriorar a solução a regularização passa a agir, não permitindo grandes variações em  $R(\mathbf{T})$  e levando a soluções mais suavizadas. Da Tabela 7.3 vê-se que a função objetivo também apresenta uma queda, mas é interessante notar que embora o algoritmo busque minimizar o valor da função objetiva, nem sempre uma queda deste valor representa um efetivo aprimoramento da solução, expresso por uma diminuição do RMS.

#### 7.1.1 - COMPARAÇÃO ENTRE DIFERENTES TÉCNICAS

Efetou-se testes com diferentes tipos de funções de regularização. Comparando-se os resultados com aqueles obtidos por um método bastante conhecido na literatura, o método iterativo de Smith (1970), que foi implementado de acordo com as equações descritas na Seção 5.3.2.2. Os resultados destes testes podem ser vistos na Figura 7.7. A curva A representa o perfil recuperado usando o MIII, onde se utilizou a regularização de Tikhonov de primeira ordem. Na curva B e C tem-se os resultados do MIII com regularização por máxima entropia de ordem zero e segunda ordem, respectivamente. A curva D foi obtida pelo método de Smith.

Em ambos os métodos se utilizou radiâncias geradas pelo modelo direto, Equação 6.4, com nível de ruído de 5% e um perfil de temperatura inicial constante de valor igual a temperatura na superfície. A técnica de Smith não se utiliza do recurso da regularização, porém a especificação correta do critério de parada dado por:

$$\varepsilon = \sum_i \frac{|\tilde{I}_i - I'_i|}{I'_i}, \quad (7.1)$$

acaba por ter um efeito semelhante. Assim parando-se muito tarde ( $\varepsilon$  pequeno) corre-se o risco de "overfitting".

Para efeito de comparação foi utilizado as mesmas transmitâncias e condições iniciais. A partir da Figura 7.7 pode-se notar que acima de 100 hPa o método de Smith (curva D) apresenta um comportamento similar aos obtidos pelo MIII utilizando regularização de Tikhonov de primeira ordem e entropia de ordem zero (curvas A e B, respectivamente), sendo que abaixo deste nível Smith mostra um desvio mais acentuado. Verifica-se também que o melhor resultado foi atingido com o MIII utilizando regularização por máxima entropia de segunda ordem (curva C), apresentando um desvio menor em praticamente todo o perfil.

#### 7.1.2 - INFLUÊNCIA DE RUÍDO NAS TRANSMITÂNCIAS NA RECUPERAÇÃO DE PERFIS DE TEMPERATURA.

No Capítulo 4 foi mencionada a importância de se ter bons valores de transmitância. Pequenas imprecisões no cálculo das transmitâncias podem ser amplificados pelo processo de derivação quando se quer calcular as funções peso. A Figura 7.8 mostra como se comporta o processo de inversão quando se adiciona ruído nas transmitâncias. Neste caso adicionou-se 1% de ruído nos valores das transmitâncias ao invés de adicionar ruído nas radiâncias. Observa-se que este pequeno ruído foi

suficiente para produzir oscilações no perfil recuperado (curva pontilhada). Com o uso de regularização de Tikhonov de primeira ordem consegue-se uma solução mais suave para o perfil (curva tracejada). Esta Figura dá uma idéia da importância de uma boa estimativa das transmitâncias atmosféricas, sendo esta uma grande fonte de erros nos processos de inversão.

### 7.1.3 - INFLUÊNCIA DO ERRO DE ANCORAGEM NA RECUPERAÇÃO DE PERFIS DE TEMPERATURA.

Na prática erros de ancoragem são muito comuns, já que os pontos onde se possui valores de temperatura na superfície são insuficientes e a estimativa realizada por satélites ainda apresenta um baixo índice de confiabilidade. Isto acarreta uma série de erros nos processos de inversão para inferência de perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera. Para avaliar este efeito, procedeu-se a uma análise do comportamento dos perfis recuperados com relação a fidelidade dos valores de superfície. A Figura 7.9 ilustra a influência do erro de ancoragem na recuperação de perfis de temperatura. Nesta simulação, utilizou-se radiâncias geradas a partir dos dados da Tabela 7.2 às quais adicionou-se 1% de ruído. O resultado da curva tracejada (curva B) representa a média de variação do erro absoluto da solução inversa considerando-se o erro de ancoragem de  $\pm 5$  K. Já a curva cheia (curva A) representa a solução obtida quando a temperatura da ancoragem é especificada com o valor correto. Como esperado, os resultados indicam que o erro de ancoragem afeta mais as camadas próximas à superfície, tendo pouca influência nas regiões mais altas, acima de 500 hPa.

### 7.1.4 - ANÁLISE DE ERRO

Foi mencionado que a distribuição das funções peso influenciam na qualidade das soluções. Aqui será feito uma análise da influência das funções peso para a amplificação do erro, conforme apresentado em (Rodgers, 1997). Para tal, partindo da Equação (5.5):

$$g_i = \sum_{j=1}^M f_j \int_{p_s}^{p_0} W_j(p) K_i(p) dp = \sum_{j=1}^M A_{ij} f_j \quad (i = 1, 2, \dots, N), \quad (7.2)$$

onde a matriz  $\mathbf{A}$  é definida como  $A_{ij} = \int_{p_s}^{p_0} W_j(p) K_i(p) dp$ , sendo  $i$  o número de canais.

Para a condição  $M = N$ , a matriz  $\mathbf{A}$  se torna uma matriz quadrada e a Equação 7.2 pode em principio ser resolvida. Resolvendo esta equação para o vetor  $\mathbf{f}$  e substituindo na Equação 5.4, tem-se:

$$f(p) = \sum_{i,j} W_j(p) A_{ji}^{-1} g_i = \sum_i D_i(p) g_i, \quad (7.3)$$

onde  $A_{ji}^{-1}$  é a  $j$ -ésima componente da matriz  $\mathbf{A}^{-1}$ . A série de funções  $D_i(p)$  são conhecidas por funções de contribuição, pois  $D_i(p)g_i$  dá a contribuição para o perfil de temperatura devido a medida de radiação  $g_i$ . Da Equação 7.3 nota-se que um erro de variância  $\sigma^2$  nas radiâncias levará a um erro correspondente  $\sigma_f^2 = \sum_{i=1}^N D_i(p)\sigma^2$  no perfil de temperatura. Assim o tamanho dos elementos de  $D_i(p)$  fornece uma indicação de como o perfil de temperatura é sensível ao ruído, onde o termo:

$$\left( \sum_{i=1}^N D_i(p) \right)^{1/2} \quad (7.4)$$

pode ser considerado como o *fator de amplificação do erro*.

Um exemplo de aplicação desta análise, está ilustrado na Figura 7.10, que apresenta o fator de amplificação de erro, Equação 7.4, para as transmitâncias da Tabela 7.2. O gráfico mostra grandes valores nos níveis localizadas no intervalo coberto pelas funções peso, e valores muito grandes de amplificação do erro fora dos níveis de cobertura pelas funções peso, como já era esperado.

Na Figura 7.11 tem-se um gráfico do perfil de erro absoluto para os casos com e sem ruídos, curva tracejada da Figura 7.4 e curva B da Figura 7.5, respectivamente. Uma comparação entre a Figura 7.10 e a Figura 7.11, sugere alguma correspondência entre os mesmos. Da Figura 7.11 nota-se que o erro aumenta bastante acima de 10 hPa, região onde a Figura 7.10 apresenta um fator de amplificação de erro muito grande, coincidindo também com a região onde não se tem informação das funções peso, como pode ser verificado na Figura 7.2. Nota-se ainda um certo padrão característicos de ambas os gráficos, onde os erros absolutos e os fatores de amplificação do erro tende a oscilar entre valores maiores e menores, reproduzindo o efeito de localização dos picos das funções peso. No entanto, próximo a superfície a Figura 7.10 mostra um aumento no fator de amplificação do erro e a Figura 7.11 uma diminuição no erro absoluto, certamente devido ao fato desta extremidade estar ancorada. Porém, deve-se lembrar que a análise do erro apresentada nesta Seção é bastante elementar sendo seus resultados úteis apenas no âmbito de análises qualitativas.

TAB. 7.1 - ESQUEMA DE DISPOSIÇÃO DOS RESULTADOS

CASO	RADIÂNCIAS	TRANSM.	OBJETIVO
A (Seção 7.1)	Sintéticas (Eq. 6.4)	Padrão (Tab. 7.2)	Avaliar o MIII.
B (Seção 7.2)	Sintéticas (Eq. 6.4)	ITPP-5.0 (Tab. 7.4)	Avaliar o MIII com as transmitâncias obtidas para os canais do HIRS/2.
C (Seção 7.3)	HIRS/2 (Tab. 7.5)	ITPP-5.0 (Tab. 7.4)	Avaliar o desempenho do MIII utilizando dados reais.
D (Seção 7.4)	HIRS/2 (Tab. 7.8)	ITPP-5.0	Avaliar o desempenho do MIII utilizando dados reais e comparação com radiossondagem.

TAB. 7.2 - TRANSMITÂNCIAS DE FREQUÊNCIAS ASSOCIADAS A BANDA DO CO<sub>2</sub> (15 μm) - INSTRUMENTO VTPR A BORDO DO SATÉLITE NOAA-4

Pressão ( hPa )	Temp. ( K )	Transmitâncias					
		v = 669.0 ( cm <sup>-1</sup> )	v = 676.7 ( cm <sup>-1</sup> )	v = 694.7 ( cm <sup>-1</sup> )	v = 708.7 ( cm <sup>-1</sup> )	v = 723.6 ( cm <sup>-1</sup> )	v = 746.7 ( cm <sup>-1</sup> )
0000.8	270.7	0.9198	0.9817	0.9890	0.9922	0.9931	0.9968
0001.4	265.0	0.8846	0.9733	0.9837	0.9891	0.9906	0.9953
0002.1	256.4	0.8429	0.9637	0.9777	0.9861	0.9879	0.9940
0003.1	248.3	0.7979	0.9508	0.9704	0.9817	0.9848	0.9925
0004.4	241.9	0.7520	0.9344	0.9612	0.9783	0.9810	0.9906
0005.9	238.2	0.7061	0.9139	0.9497	0.9732	0.9763	0.9885
0007.9	235.0	0.6591	0.8890	0.9358	0.9670	0.9709	0.9859
0010.3	232.7	0.6094	0.8591	0.9188	0.9597	0.9645	0.9828
0013.1	228.8	0.5562	0.8239	0.8980	0.9506	0.9570	0.9790
0016.5	226.3	0.5001	0.7831	0.8740	0.9403	0.9485	0.9747
0020.4	222.5	0.4423	0.7369	0.8470	0.9290	0.9392	0.9701
0024.9	221.1	0.3840	0.6853	0.8168	0.9167	0.9290	0.9652
0030.2	219.5	0.3266	0.6291	0.7831	0.9033	0.9180	0.9600
0036.1	219.0	0.2716	0.5691	0.7458	0.8887	0.9065	0.9546
0042.9	218.5	0.2203	0.5064	0.7051	0.8728	0.8945	0.9489
0050.5	217.9	0.1738	0.4424	0.6609	0.8555	0.8821	0.9431
0059.1	217.4	0.1329	0.3785	0.6136	0.8366	0.8695	0.9370
0068.6	216.8	0.0980	0.3160	0.5638	0.8162	0.8567	0.9307
0079.2	217.3	0.0693	0.2563	0.5119	0.7941	0.8437	0.9241

(continua)

Tab. 7.2 - Continuação

0090.9	218.0	0.0468	0.2008	0.4584	0.7699	0.8304	0.9173
0103.8	218.8	0.0299	0.1510	0.4043	0.7436	0.8163	0.9101
0117.9	219.7	0.0179	0.1080	0.3508	0.7152	0.8029	0.9026
0133.3	220.7	0.0100	0.0727	0.2988	0.6847	0.7884	0.8946
0150.2	221.7	0.0052	0.0456	0.2496	0.6520	0.7731	0.8861
0168.5	222.6	0.0024	0.0264	0.2042	0.6175	0.7570	0.8771
0188.4	223.6	0.0010	0.0139	0.1634	0.5812	0.7397	0.8674
0209.9	225.2	0.0004	0.0066	0.1275	0.5431	0.7212	0.8569
0233.1	227.5	0.0001	0.0028	0.0968	0.5033	0.7011	0.8454
0258.0	229.7	0.0000	0.0011	0.0711	0.4615	0.6792	0.8325
0284.8	230.2	0.0000	0.0004	0.0508	0.4195	0.6561	0.8187
0313.6	231.8	0.0000	0.0001	0.0354	0.3782	0.6321	0.8043
0344.3	232.8	0.0000	0.0000	0.0237	0.3365	0.6064	0.7883
0377.2	234.2	0.0000	0.0000	0.0151	0.2940	0.5782	0.7701
0412.2	235.5	0.0000	0.0000	0.0090	0.2514	0.5475	0.7493
0449.5	236.9	0.0000	0.0000	0.0050	0.2099	0.5142	0.7253
0489.2	241.6	0.0000	0.0000	0.0026	0.1706	0.4785	0.6992
0531.2	245.4	0.0000	0.0000	0.0012	0.1343	0.4402	0.6687
0575.8	249.0	0.0000	0.0000	0.0005	0.1017	0.3993	0.6326
0623.1	252.8	0.0000	0.0000	0.0002	0.0740	0.3565	0.5917
0673.0	256.8	0.0000	0.0000	0.0000	0.0516	0.3127	0.5467
0725.7	260.5	0.0000	0.0000	0.0000	0.0346	0.2689	0.4983
0781.3	263.9	0.0000	0.0000	0.0000	0.0221	0.2261	0.4476
0839.9	267.5	0.0000	0.0000	0.0000	0.0134	0.1852	0.3952
0901.5	272.3	0.0000	0.0000	0.0000	0.0076	0.1456	0.3371
0966.3	277.0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0039	0.1064	0.2682
1019.8	279.5	0.0000	0.0000	0.0000	0.0019	0.0770	0.2099

Fonte: Adaptada de (Liou 1980).

TAB. 7.3 - VALORES INICIAIS E FINAIS DA FUNÇÃO OBJETIVO E RMS PARA O CASO COM 5% DE RUÍDO

Parâmetros de Regularização	Função Objetivo		Erro RMS	
	Inicial	Final	Inicial	Final
$\gamma = 0$	1.000e0	2.261e-11	4,237e+1	1,966e1
$\gamma = 7.00$	1.000e0	8,539e-4	4,237e+1	5,064e0

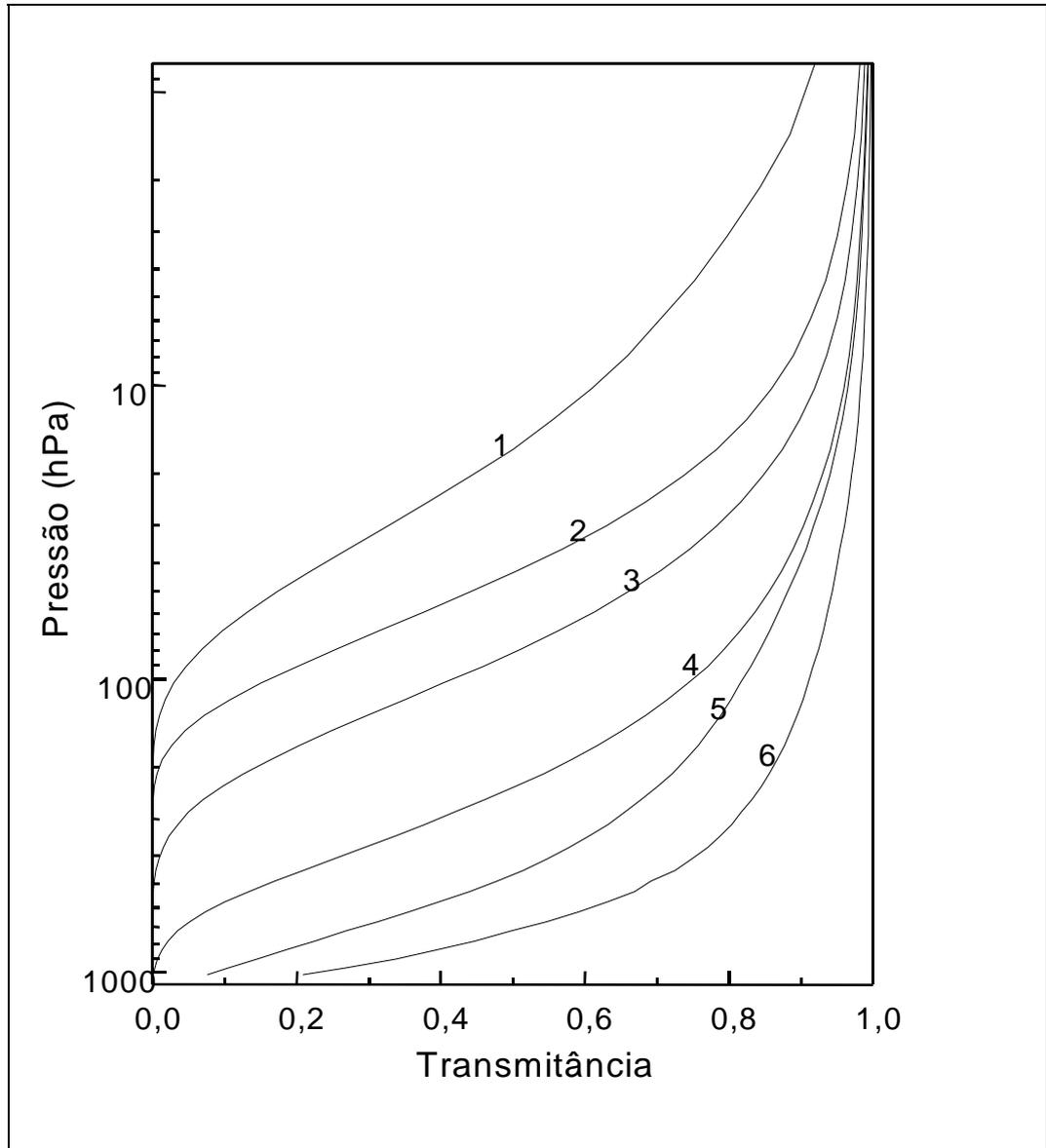


Fig. 7.1 - Funções de transmitância para seis canais centrados na banda de 15  $\mu\text{m}$  do  $\text{CO}_2$ .

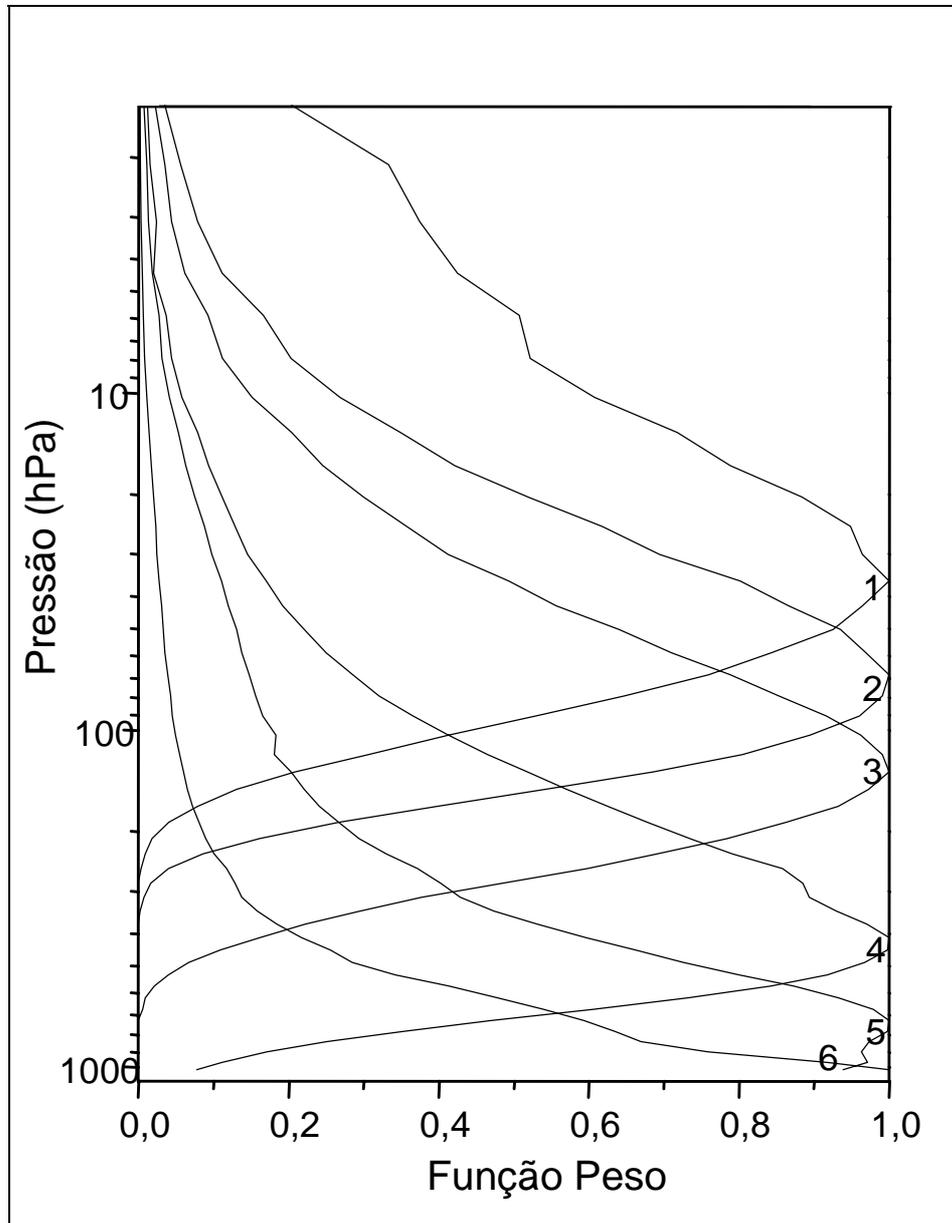


Fig. 7.2 - Funções de peso para seis canais centrados na banda de  $15 \mu\text{m}$  do  $\text{CO}_2$ .

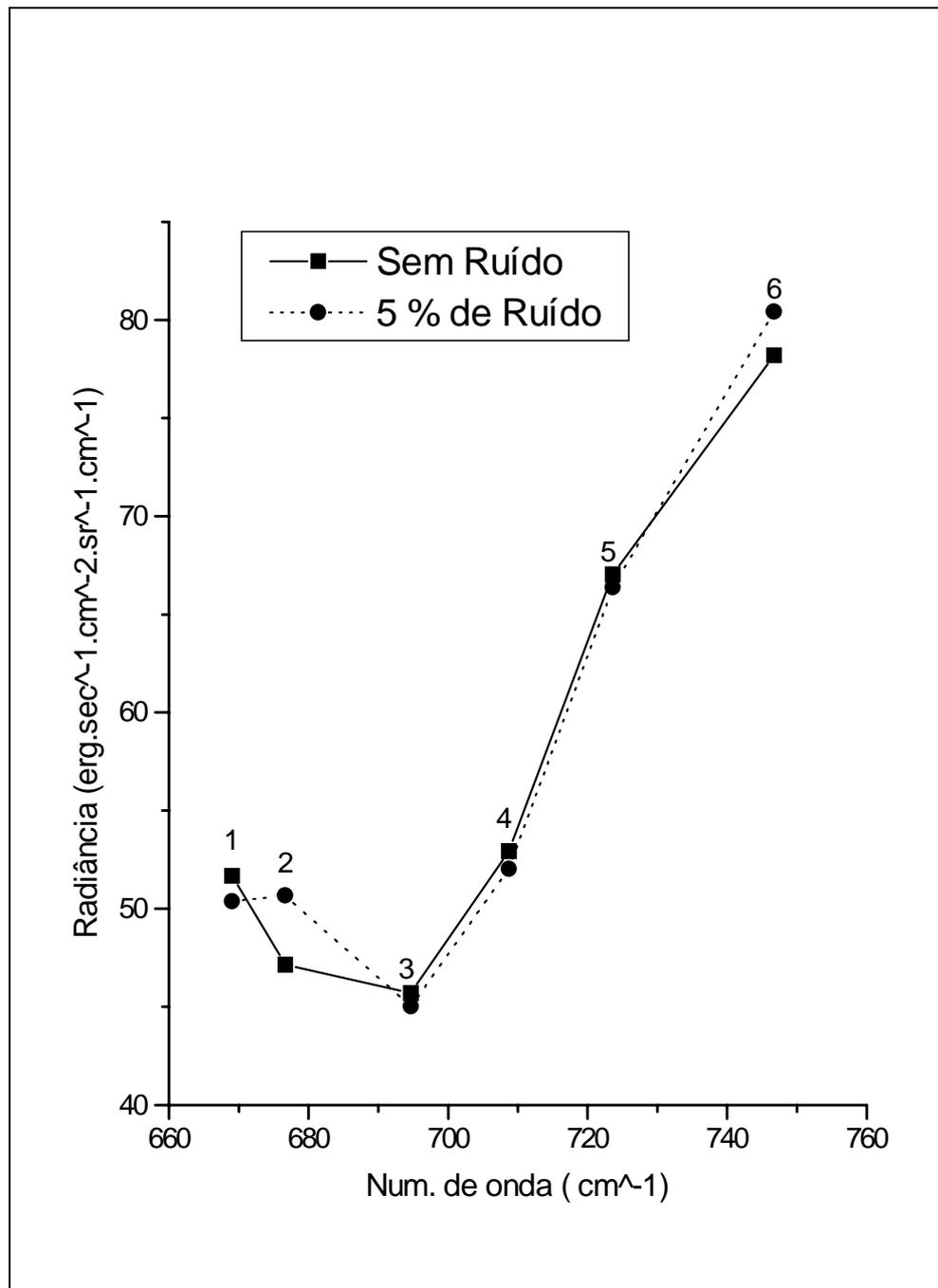


Fig. 7.3 - Radiâncias geradas a partir do modelo direto para os valores de temperatura e transmitância da Tab. 7.2.

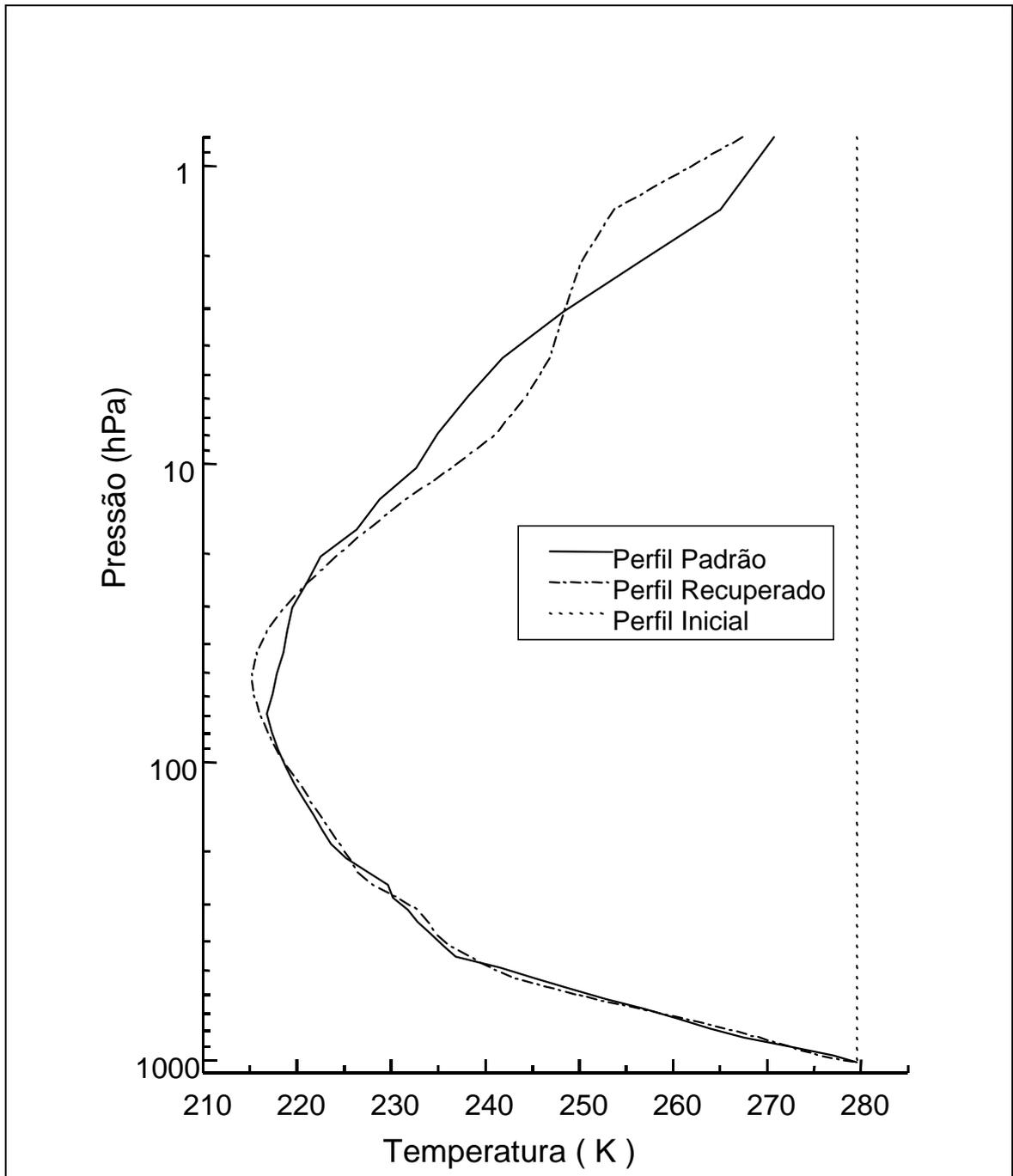


Fig. 7.4 - Recuperação de perfil de temperatura a partir de radiâncias sintéticas sem ruído, geradas a partir dos dados da Tab. 7.2.

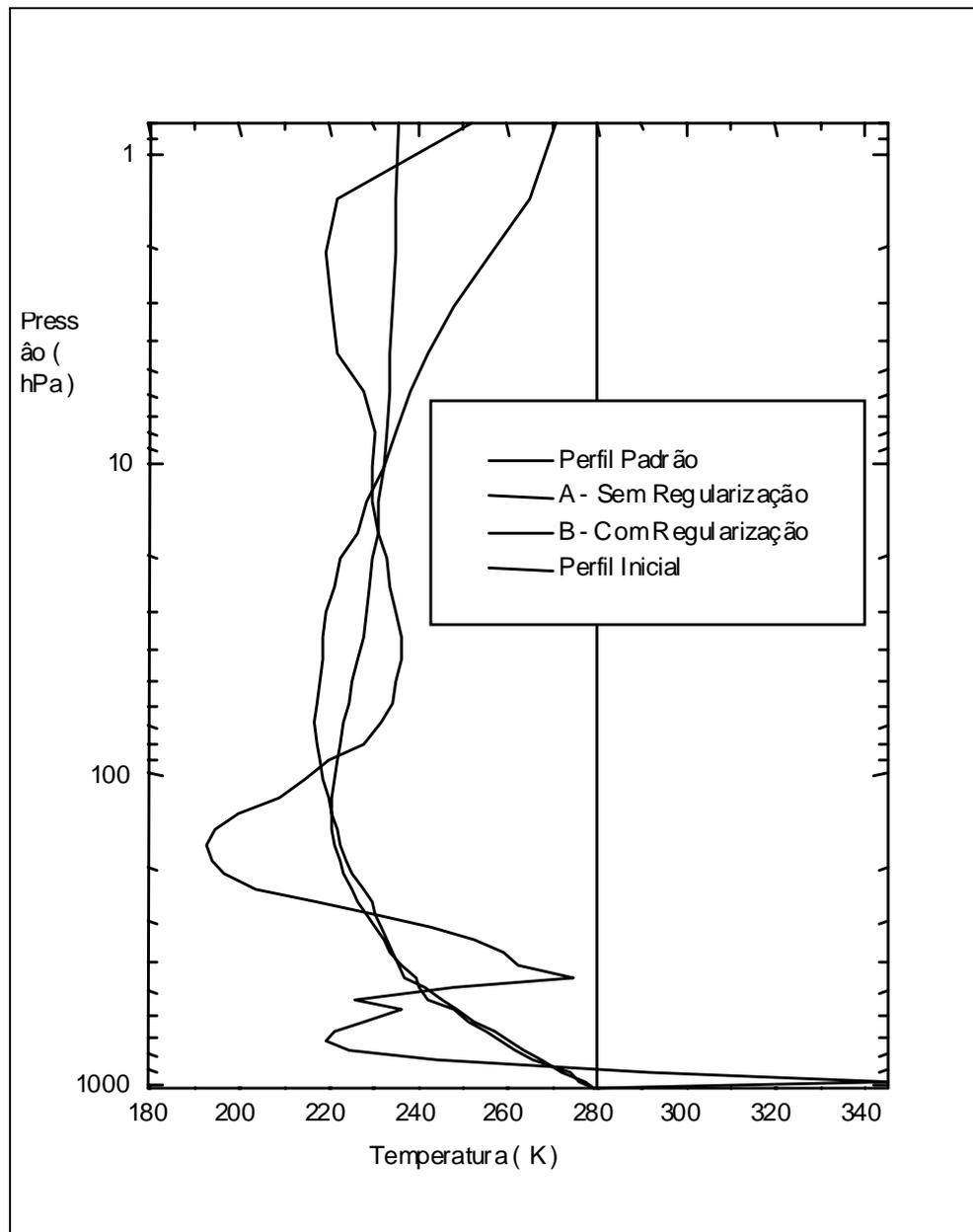


Fig. 7.5 - Recuperação de perfis de temperatura a partir de radiâncias sintéticas com 5% de ruído, geradas a partir dos dados da Tab. 7.2 para os casos com e sem regularização.

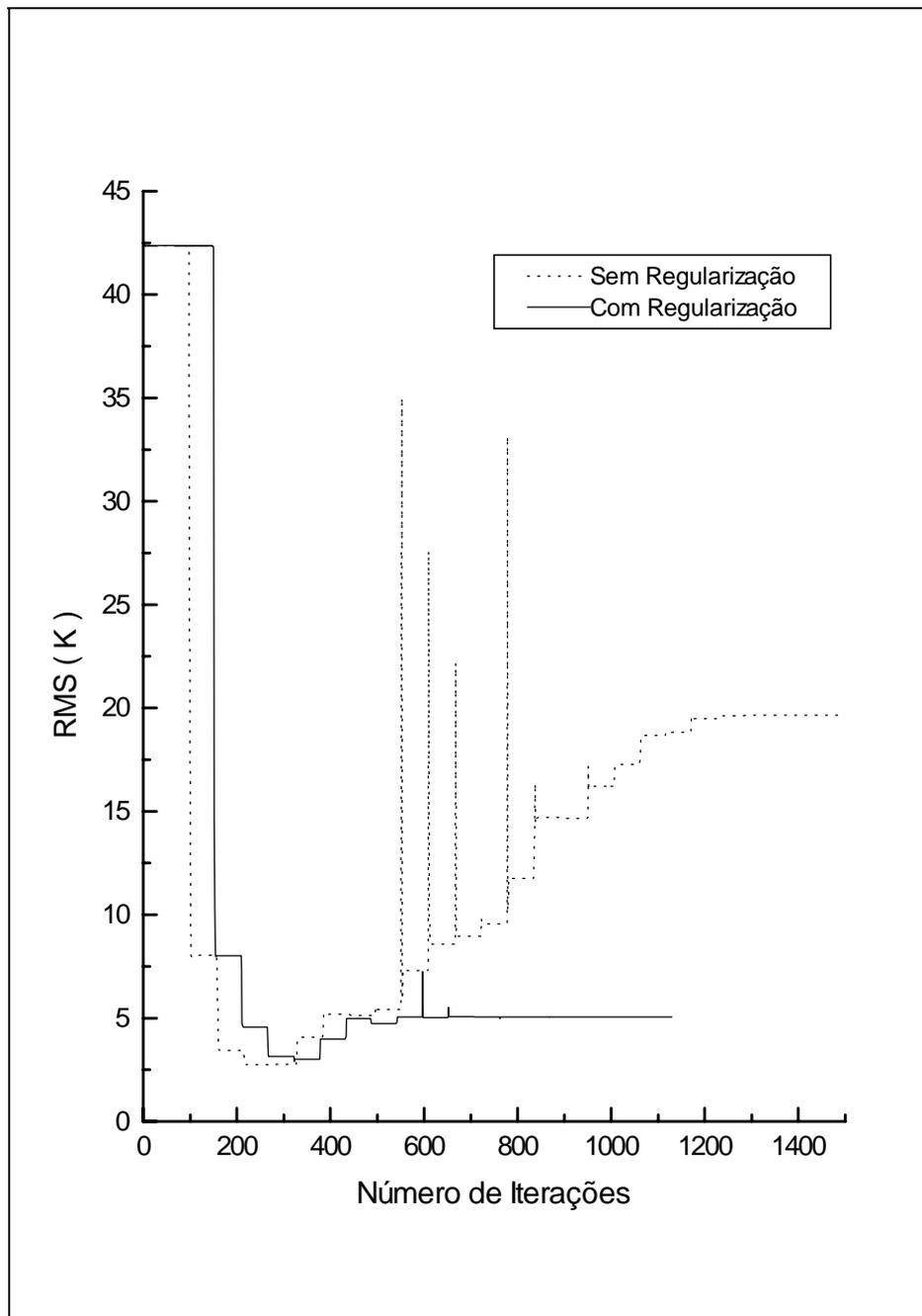


Fig. 7.6 - Gráfico do comportamento do erro RMS com o número de iterações com e sem o uso de regularização.

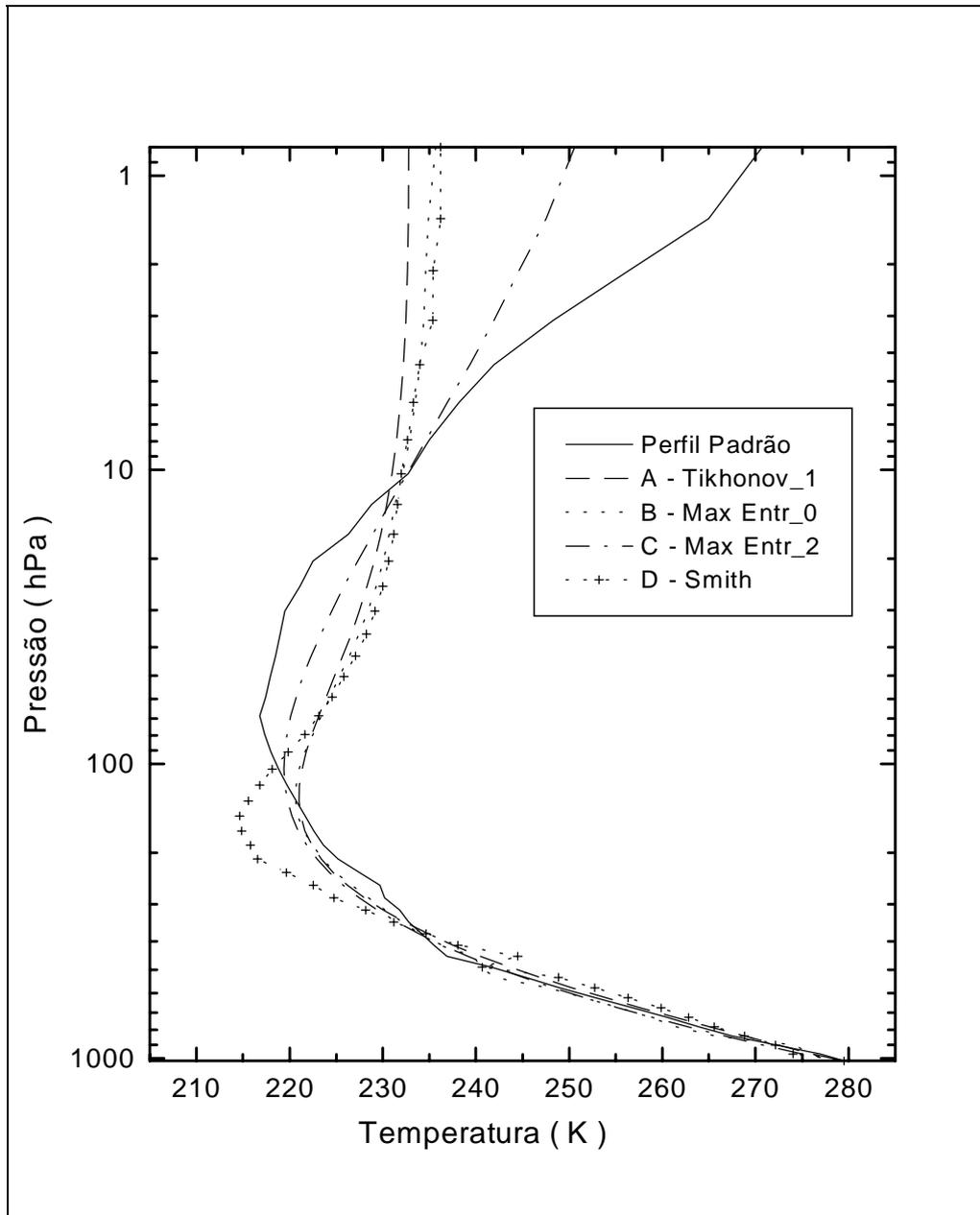


Fig. 7.7 - Gráfico da comparação entre diferentes técnicas de inversão e regularização.

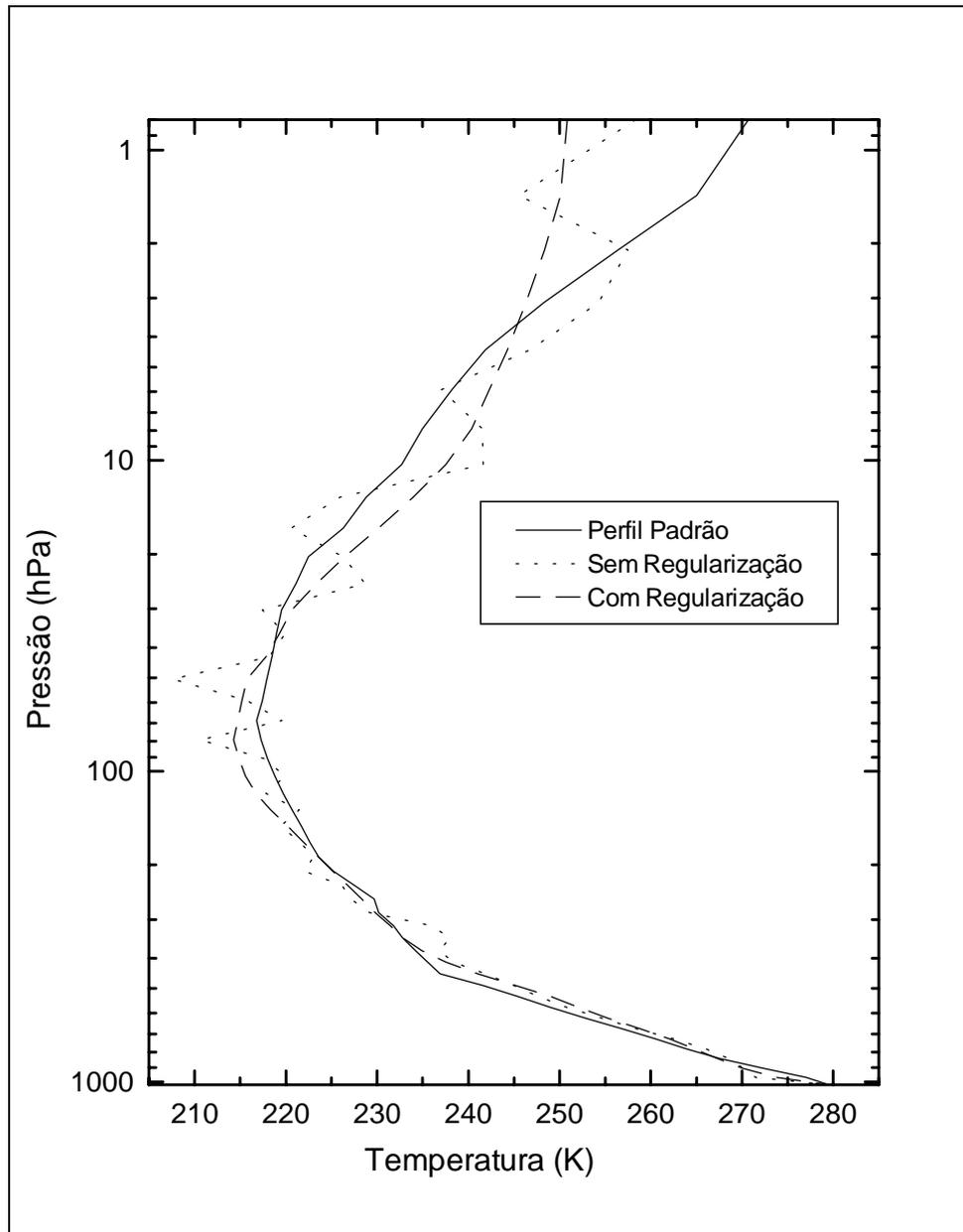


Fig. 7.8 - Perfil recuperado de temperatura a partir de radiâncias sintéticas sem ruído e transmitâncias com 1% de ruído.

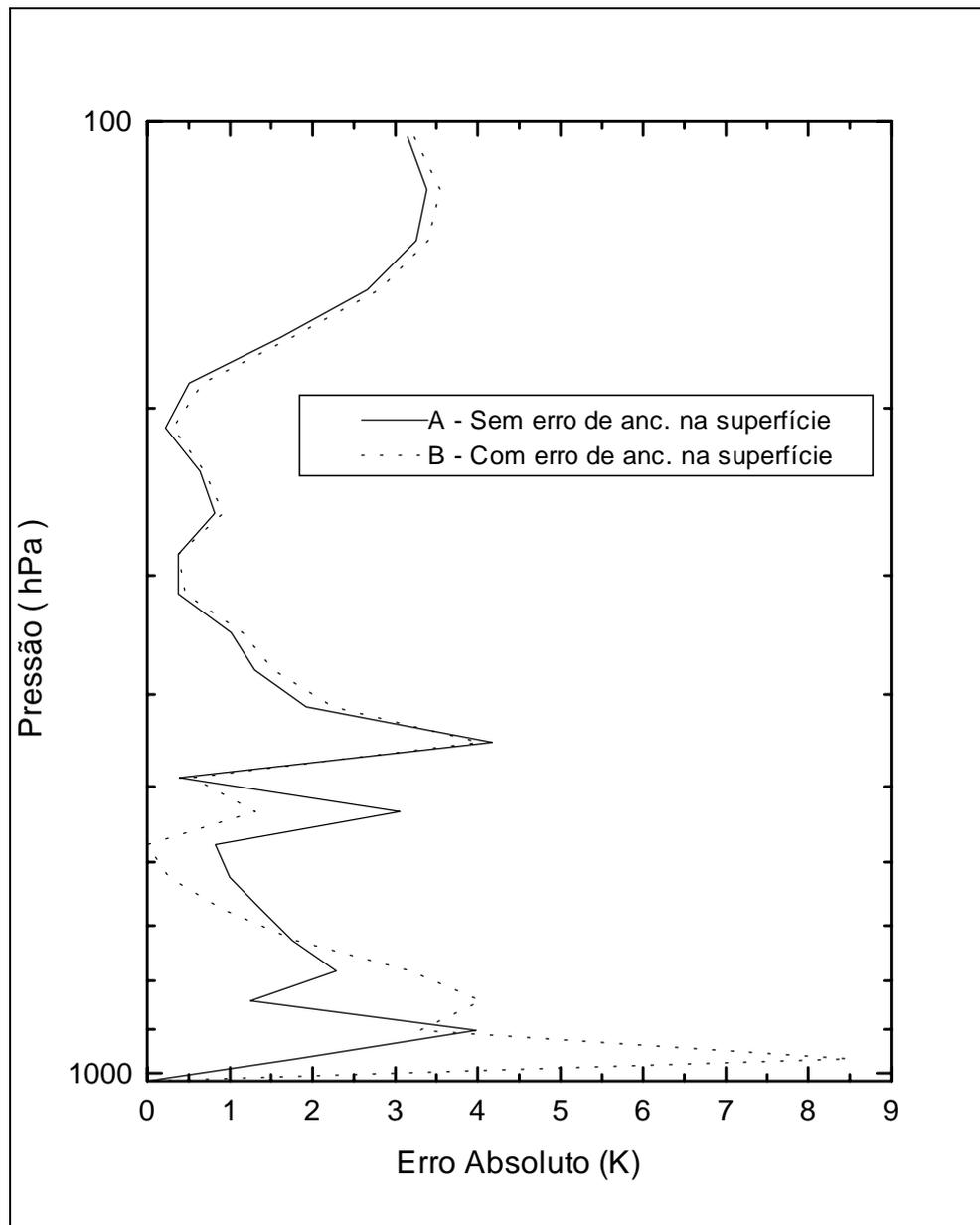


Fig. 7.9 - Gráfico do erro absoluto para os perfis de temperatura na Tab. 7.2 com um erro de ancoramento nos dados na superfície e 1% de ruído nas radiâncias.

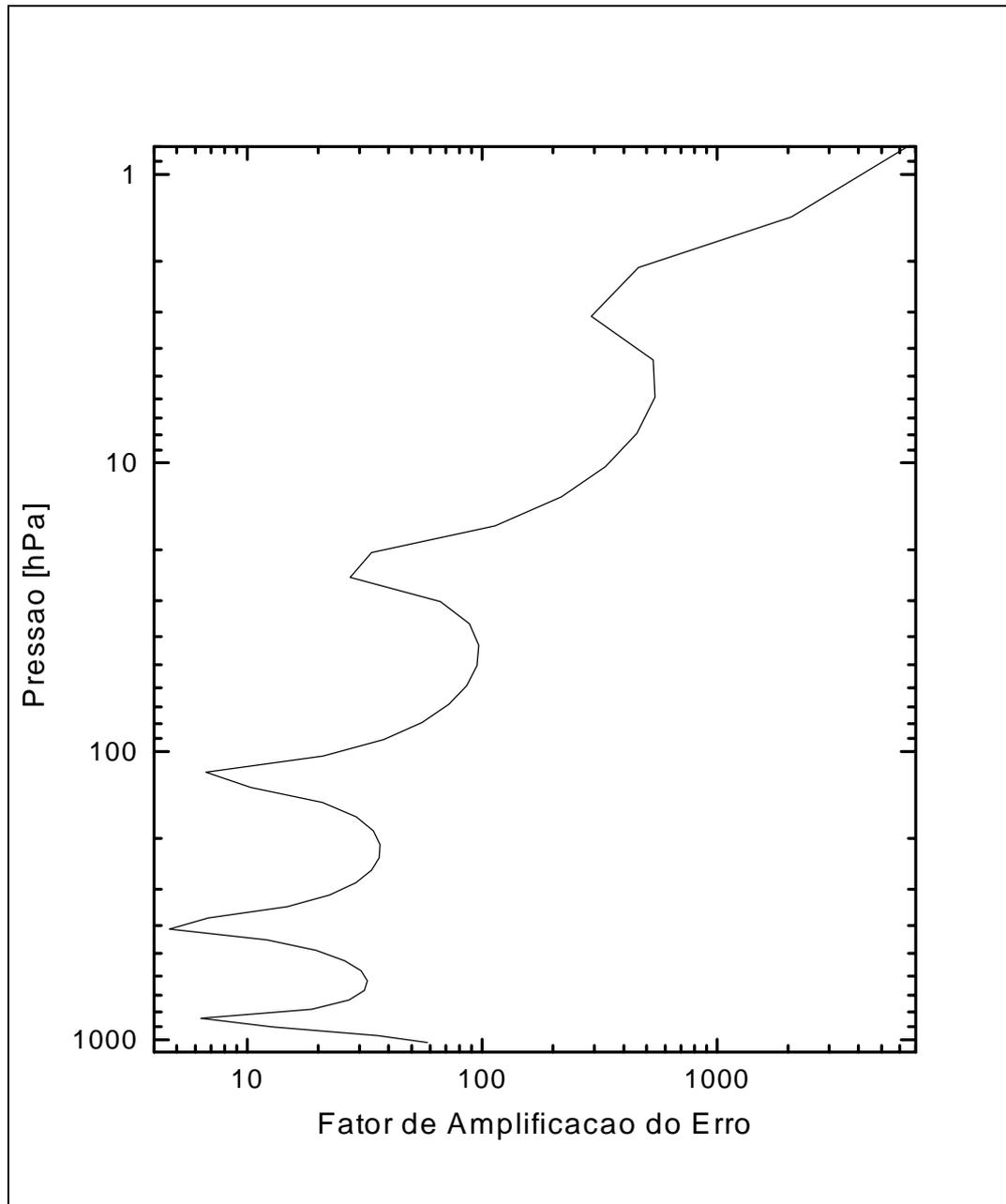


Fig. 7.10 - Fator de amplificação do erro de acordo com as distribuições das funções pesos apresentadas na Fig 7.2.

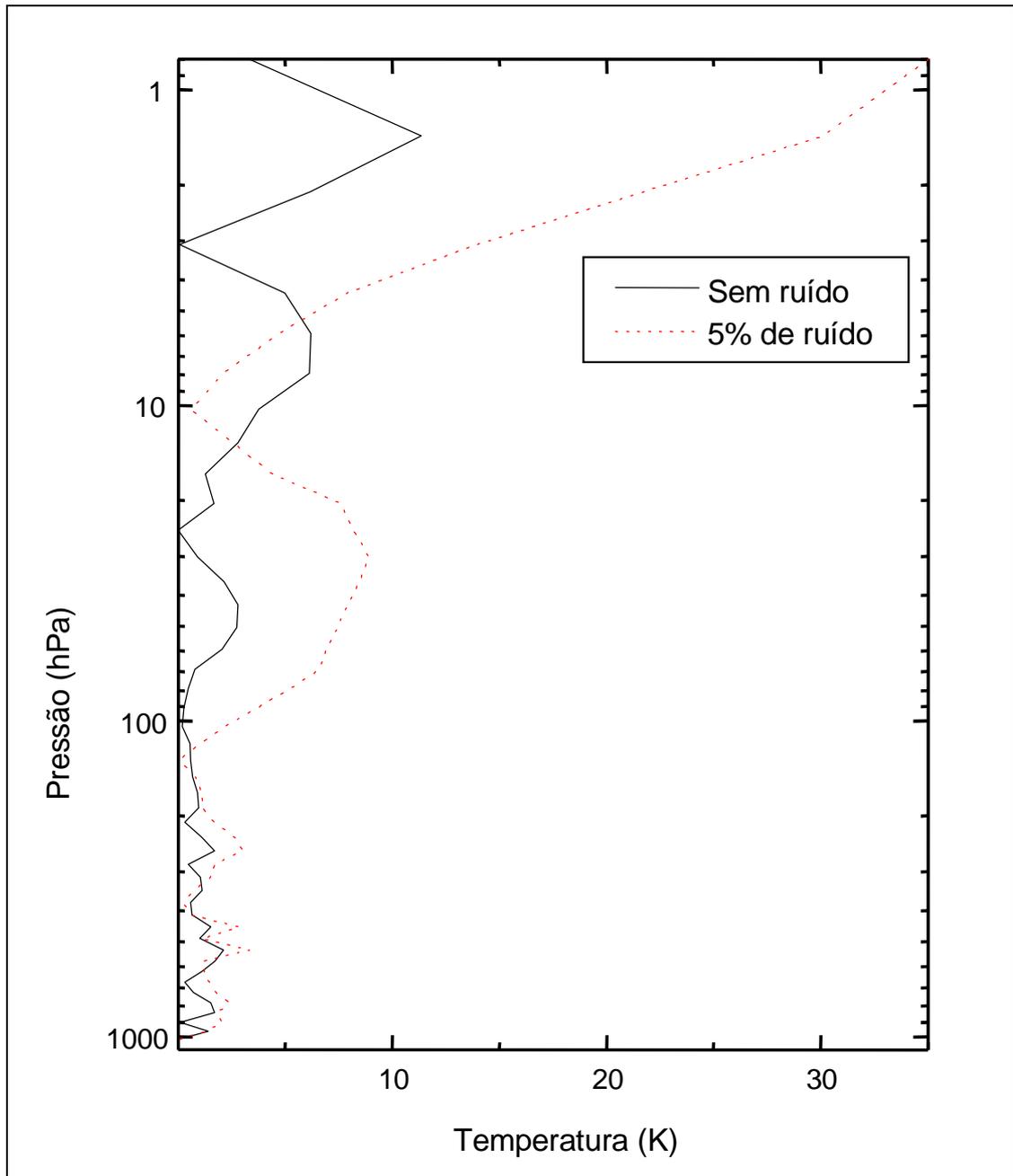


Fig. 7.11 - Gráfico do erro absoluto nos valores de temperatura estimados, para os casos com e sem ruído apresentados nas Figs. 7.4 e 7.5.

## 7.2 – RECUPERAÇÃO DE PERFIS VERTICAIS DE TEMPERATURA A PARTIR DE RADIANCIAS SINTÉTICAS

Nesta Seção apresentam-se inversões de perfis de temperatura utilizando os canais espectrais do HIRS/2 (Tabela 3.1), instrumento que compõe o sistema TOVS. Uma breve discussão sobre este sistema encontra-se no Capítulo 3. As análises apresentadas a seguir utilizam as transmitâncias calculadas pelo modelo ITPP-5.0, referente aos canais de 1 a 7, na banda de absorção do CO<sub>2</sub> centrada em 15 μm (Tabela 7.4).

As Figuras 7.12 e 7.13 apresentam estimativas de perfis verticais de temperatura da atmosfera, utilizando-se diferentes abordagens de inversão. A curva A apresenta o perfil modelo a ser recuperado pelo procedimento de inversão. Os dados de radiancias utilizados neste caso, foram gerados sinteticamente a partir do modelo direto (Equação 6.4), utilizando as transmitâncias da Tabela 7.4, e contaminadas em seguida com 5 % de ruído. As curvas B e C são as inversões obtidas pelo modelo MIII com regularização por Tikhonov de primeira ordem e máxima entropia de segunda ordem, respectivamente. A curva D apresenta o perfil inicial fornecida ao MIII e gerado pelo módulo de inicialização do pacote ITPP-5.0. Por outro lado, os resultados da Figura 7.13 tiveram como condição inicial um perfil vertical de temperatura uniforme (300 K).

De um modo geral, pode-se dizer que os perfis recuperados pelo MIII aproximam-se bastante do perfil exato, sobretudo no intervalo de 1000 a 10 hPa. Nesta faixa, o erro absoluto das soluções fornecidas é da ordem de 3,4 K. Acima deste nível, a característica da função de regularização tende a achatar a solução aumentando consideravelmente o erro. Comparando as Figuras 7.12 e 7.13, verifica-se que o perfil inicial não influencia significativamente os perfis recuperados, já que as soluções obtidas com perfil inicial próximo da solução exata e com o perfil uniforme são bastante próximas, sobretudo quando utiliza-se regularização de Tikhonov de primeira ordem.

Este resultado ilustra a robustez da técnica proposta, isto é, sua relativa independência em relação ao perfil inicial fornecido ao algoritmo de inversão

TAB. 7.4 - TRANSMITÂNCIAS DE FREQUÊNCIAS ASSOCIADAS A BANDA DO CO<sub>2</sub> ( 15 μm ) - INSTRUMENTO HIRS/2

Pressão (hPa)	Transmitâncias						
	667.7 cm <sup>-1</sup>	680.0 cm <sup>-1</sup>	691.2 cm <sup>-1</sup>	704.3 cm <sup>-1</sup>	716.3 cm <sup>-1</sup>	733.3 cm <sup>-1</sup>	750.7 cm <sup>-1</sup>
0.100	1.000000	1.000000	1.000000	1.000000	1.000000	1.000000	1.000000
0.200	0.966001	0.993678	0.995365	0.997563	0.997752	0.999009	0.999767
0.500	0.929854	0.986255	0.989689	0.994647	0.994754	0.997638	0.999170
1.000	0.879606	0.975414	0.981360	0.991009	0.991623	0.996171	0.998374
1.500	0.836135	0.965218	0.973537	0.987605	0.988764	0.994747	0.997650
2.000	0.798739	0.955313	0.966009	0.984264	0.985952	0.993286	0.996955
3.000	0.738644	0.935667	0.951300	0.977590	0.980232	0.990223	0.995556
4.000	0.694854	0.916491	0.937087	0.971079	0.974492	0.987146	0.994185
5.000	0.659746	0.897508	0.923266	0.964746	0.968905	0.984111	0.992864
7.000	0.604086	0.860901	0.896644	0.952604	0.958382	0.978368	0.990392
10.000	0.529242	0.808610	0.858980	0.935532	0.942711	0.969951	0.986861
15.000	0.428623	0.726787	0.800099	0.909094	0.920157	0.957704	0.981717
20.000	0.362218	0.650258	0.745244	0.884378	0.900415	0.946772	0.977143
25.000	0.306341	0.580264	0.694047	0.860998	0.881626	0.936589	0.972995
30.000	0.260374	0.517755	0.646947	0.839154	0.865253	0.927415	0.969217
50.000	0.132541	0.323705	0.485173	0.759363	0.810258	0.896457	0.956433
60.000	0.092745	0.252258	0.419991	0.724606	0.787541	0.883004	0.950899
70.000	0.064645	0.195374	0.363979	0.692862	0.767792	0.871040	0.945942
85.000	0.035783	0.128892	0.293046	0.648742	0.740976	0.854188	0.939276
100.000	0.019313	0.082481	0.236111	0.608272	0.716872	0.838940	0.933297
115.000	0.010219	0.051959	0.191548	0.571195	0.695231	0.824925	0.927617
135.000	0.003901	0.026318	0.143490	0.521647	0.663272	0.804072	0.919456
150.000	0.001976	0.016264	0.117620	0.488842	0.642402	0.789872	0.913530
200.000	0.000149	0.003253	0.059550	0.384732	0.572695	0.741147	0.893415
250.000	0.000010	0.000966	0.030667	0.296971	0.504568	0.690757	0.870509
300.000	0.000000	0.000374	0.015777	0.222715	0.436632	0.636602	0.844174
350.000	0.000000	0.000153	0.008170	0.161869	0.371385	0.580595	0.814032
400.000	0.000000	0.000059	0.004298	0.113796	0.307904	0.521808	0.779807
430.000	0.000000	0.000033	0.003029	0.091993	0.275709	0.488693	0.758720
475.000	0.000000	0.000012	0.001799	0.064790	0.229602	0.436952	0.723084
500.000	0.000000	0.000007	0.001414	0.054324	0.209301	0.412312	0.704557
570.000	0.000000	0.000001	0.000680	0.030529	0.154114	0.337350	0.643875
620.000	0.000000	0.000000	0.000417	0.020223	0.122843	0.288830	0.599383
670.000	0.000000	0.000000	0.000255	0.013246	0.096512	0.243111	0.552826
700.000	0.000000	0.000000	0.000198	0.010654	0.085002	0.221426	0.527732
780.000	0.000000	0.000000	0.000092	0.005473	0.056400	0.161813	0.451454
850.000	0.000000	0.000000	0.000046	0.003036	0.038401	0.118679	0.382504
920.000	0.000000	0.000000	0.000020	0.001545	0.024181	0.081150	0.308470
950.000	0.000000	0.000000	0.000015	0.001166	0.019828	0.068742	0.278564
1000.000	0.000000	0.000000	0.000008	0.000673	0.013285	0.049087	0.226046

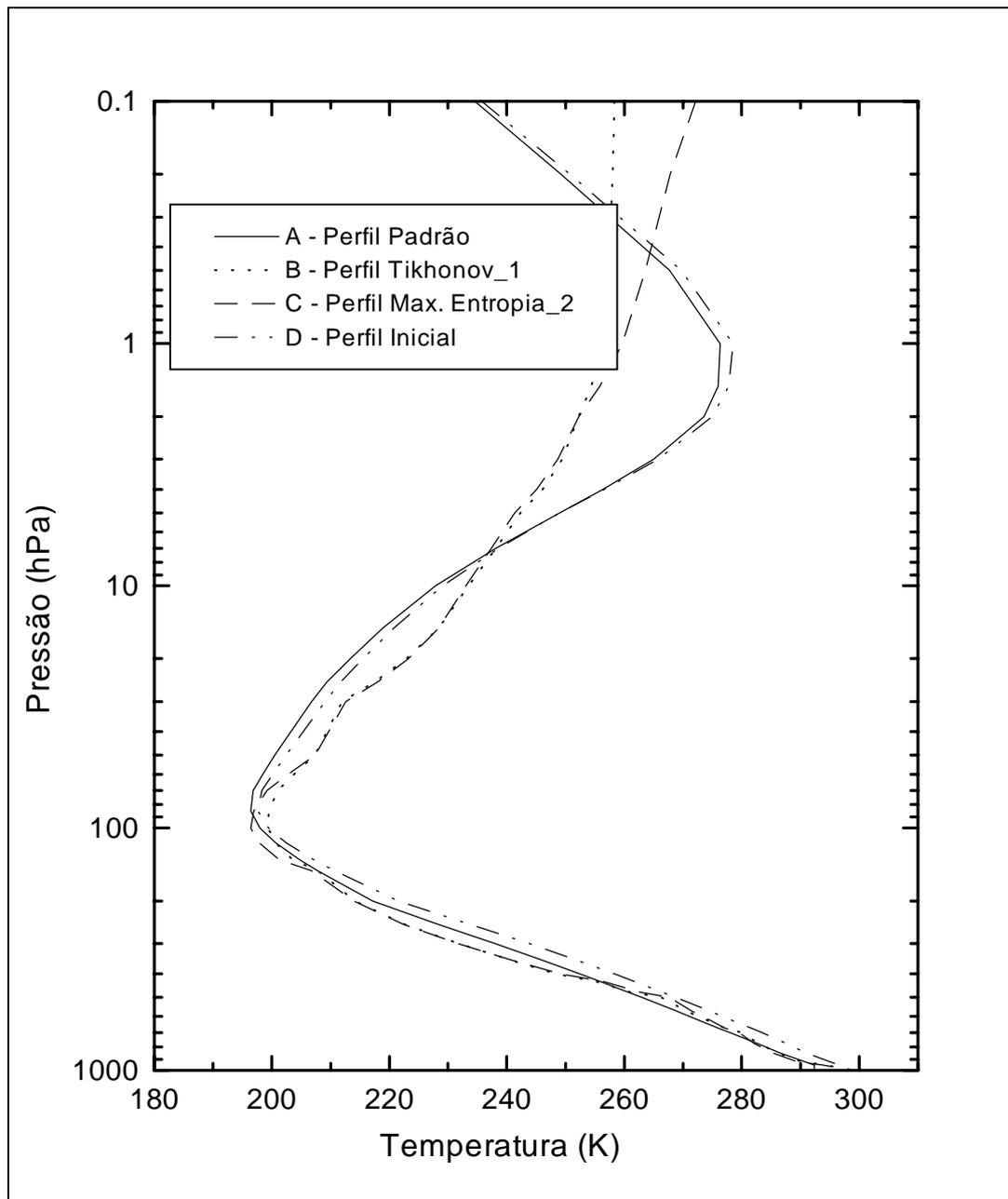


Fig. 7.12 - Recuperação de perfis de temperatura a partir de radiâncias sintéticas com 5% de ruído, geradas a partir dos dados de transmitância e perfil inicial gerado pelo pacote ITPP-5.0.

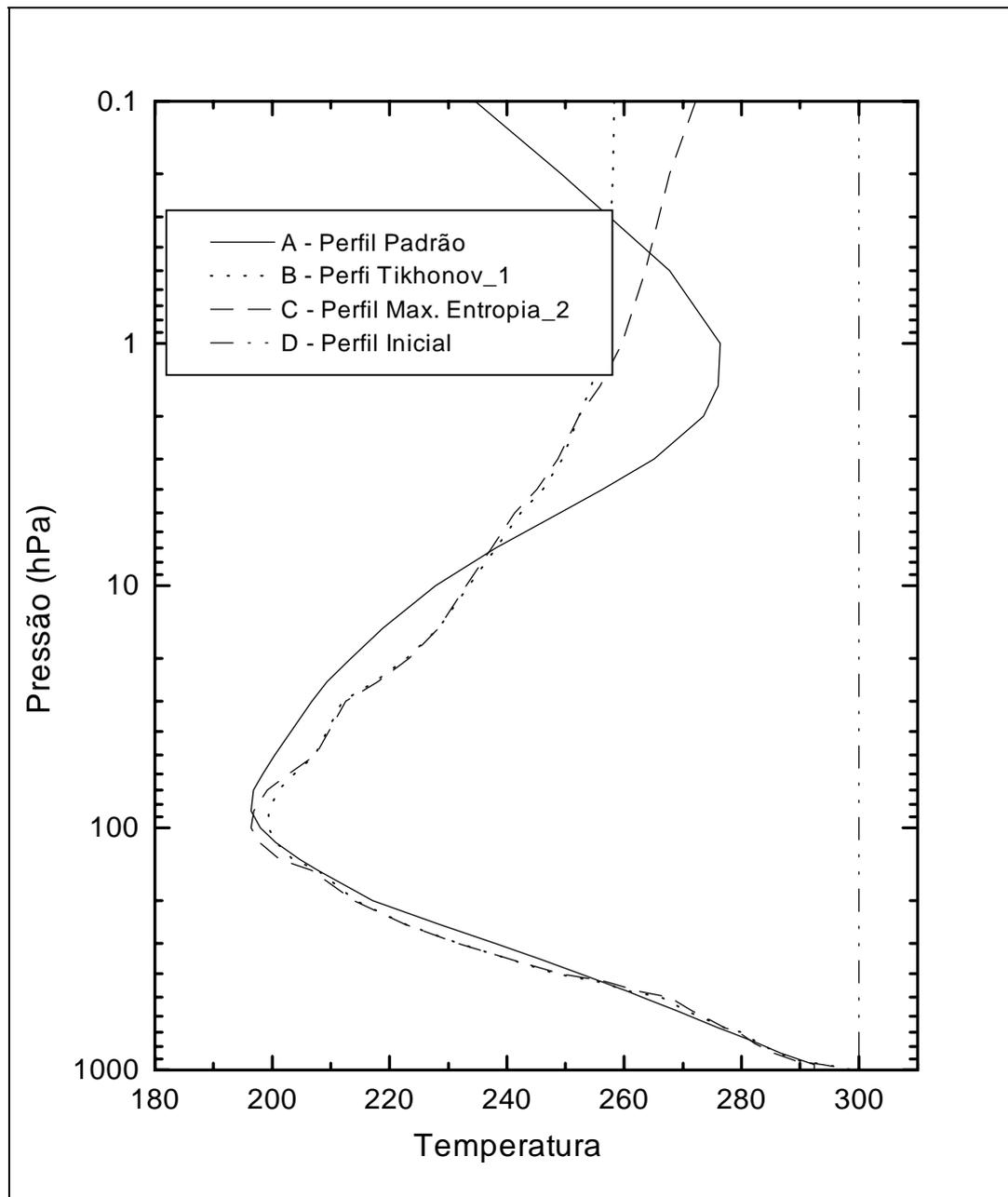


Fig. 7.13 - Recuperação de perfis de temperatura a partir de radiâncias sintéticas com 5% de ruído geradas a partir dos dados de transmitância do pacote ITPP-5.0 e de um perfil inicial de temperatura uniforme (300K).

### 7.3 - RECUPERAÇÃO DE PERFIS VERTICAIS DE TEMPERATURA UTILIZANDO RADIÂNCIAS OBTIDAS PELO HIRS/2.

Na Seção anterior foram apresentados vários casos onde se procedeu a recuperação de perfis verticais de temperatura da atmosfera utilizando dados de radiâncias gerados a partir do modelo direto (radiâncias sintéticas). Este procedimento tem grande valor do ponto de vista numérico, pois possibilita a realização de um grande número de simulações, que são de fundamental importância para se obter uma boa avaliação do modelo proposto. Na prática, porém, as radiâncias são fornecidas pelos sensores a bordo dos satélites que, associadas ao conhecimento das características físicas da atmosfera, expresso pelas funções de transmissão, permitem a recuperação dos perfis verticais de temperatura e umidade. Assim, nas seções que seguem, testaremos o MIII com dados reais, utilizando radiâncias fornecidas pelo HIRS/2. Na Tabela 7.5 encontram-se os valores de radiâncias para cada canal de um pixel sem nebulosidade, sobre o estado de São Paulo ( $22,37^{\circ}$  S e  $50,72^{\circ}$  W), utilizado nesta Seção.

Definindo-se a latitude e longitude do pixel em estudo, infere-se um perfil vertical de temperatura e as temperaturas de brilho associadas às frequências de cada sensor. As temperaturas de brilho são posteriormente convertidas em radiâncias, parâmetro normalmente utilizado pelos modelos de inversão. O modelo ITPP-5.0 foi inicializado usando o modo padrão “Regressão”, que é a opção básica quando não se possui nenhuma informação climatológica sobre a área a ser estudada.

As inversões de temperatura obtidas a partir dos dados de radiâncias da Tabela 7.5, estão apresentadas na Figura 7.14. As curvas B e C referem-se aos perfis obtidos pelo MIII utilizando a regularização de Tikhonov de primeira ordem e de máxima entropia de segunda ordem, respectivamente. A curva A mostra o perfil obtido pelo modelo ITPP5.0, inicializado pela curva D, também utilizada como perfil inicial para o MIII. Pode-se observar que os resultados são satisfatórios, lembrando que a

solução do ITPP-5.0 neste caso pode ser considerada a de referência para efeito de comparação. A Tabela 7.6 mostra o erro RMS total desta comparação e demais parâmetros de inversão. Na faixa de 1000 a 10 hPa o erro absoluto é da ordem de 3,3 K.

A Figura 7.15 apresenta outro resultado interessante para o mesmo ponto considerado anteriormente. Neste caso, o MIII foi inicializado com um perfil vertical de temperatura uniforme (300 K). Os resultados obtidos são consistentes com os obtidos com o ITPP-5.0, principalmente para as camadas atmosféricas que se estendem da superfície até aproximadamente 10 hPa. Observa-se também que nestes casos as soluções encontradas foram as mesmas das apresentada na Figura 7.14, quando foi utilizado um perfil inicial obtido através de coeficientes de regressão do ITPP-5.0. Isto pode ser observado quantitativamente, comparando-se os valores de RMS da Tabela 7.6 com os da Tabela 7.7. Nota-se que o valor de RMS são iguais. Isto mostra que o MIII parece não depender muito das condições iniciais de temperatura impostas, confirmando assim os resultados obtidos na Seção anterior.

TAB. 7.5 - VALORES DE RADIÂNCIAS PARA UM PIXEL  
LOCALIZADO EM, 37°22 S E 50°72 W

Canal	Radiância (erg s <sup>-1</sup> cm <sup>-2</sup> /sr/cm)
1	52.815
2	38.995
3	37.995
4	50.950
5	61.719
6	78.245
7	92.394

TAB. 7.6 - PARÂMETROS DE INVERSÃO E ERRO RMS PARA  
RECUPERAÇÃO DE PERFIS VERTICAIS DE TEMPERATURA  
ENTRE O ITPP-5.0 E O MIII - REFERENTE A FIG. 7.14

Técnica Utilizada	Parâmetros de Regularização	Função Objetivo		Erro RMS	
		Inicial	Final	Inicial	Final
Tikhonov_1	$\lambda = 1.0 \times 10^{-5}$	1,0	$2,9 \times 10^{-2}$	3,2	6,5
Max_Entrop_2	$\lambda = 3.0 \times 10^0$	1,0	$9,9 \times 10^{-1}$	3,2	7,3

TAB. 7.7- PARÂMETROS DE INVERSÃO E ERRO RMS PARA  
RECUPERAÇÃO DE PERFIS VERTICAIS DE TEMPERATURA  
ENTRE O ITPP-5.0 E O MIII - REFERENTE A FIG. 7.15

Técnica Utilizada	Parâmetros de Regularização	Função Objetivo		Erro RMS	
		Inicial	Final	Inicial	Final
Tikhonov_1	$\lambda = 1,0 \times 10^{-5}$	1,000	$2,2 \times 10^{-2}$	55,0	6,5
Max_Entrop_2	$\lambda = 3,0 \times 10^0$	1,000	$7,5 \times 10^{-1}$	55,0	7,3

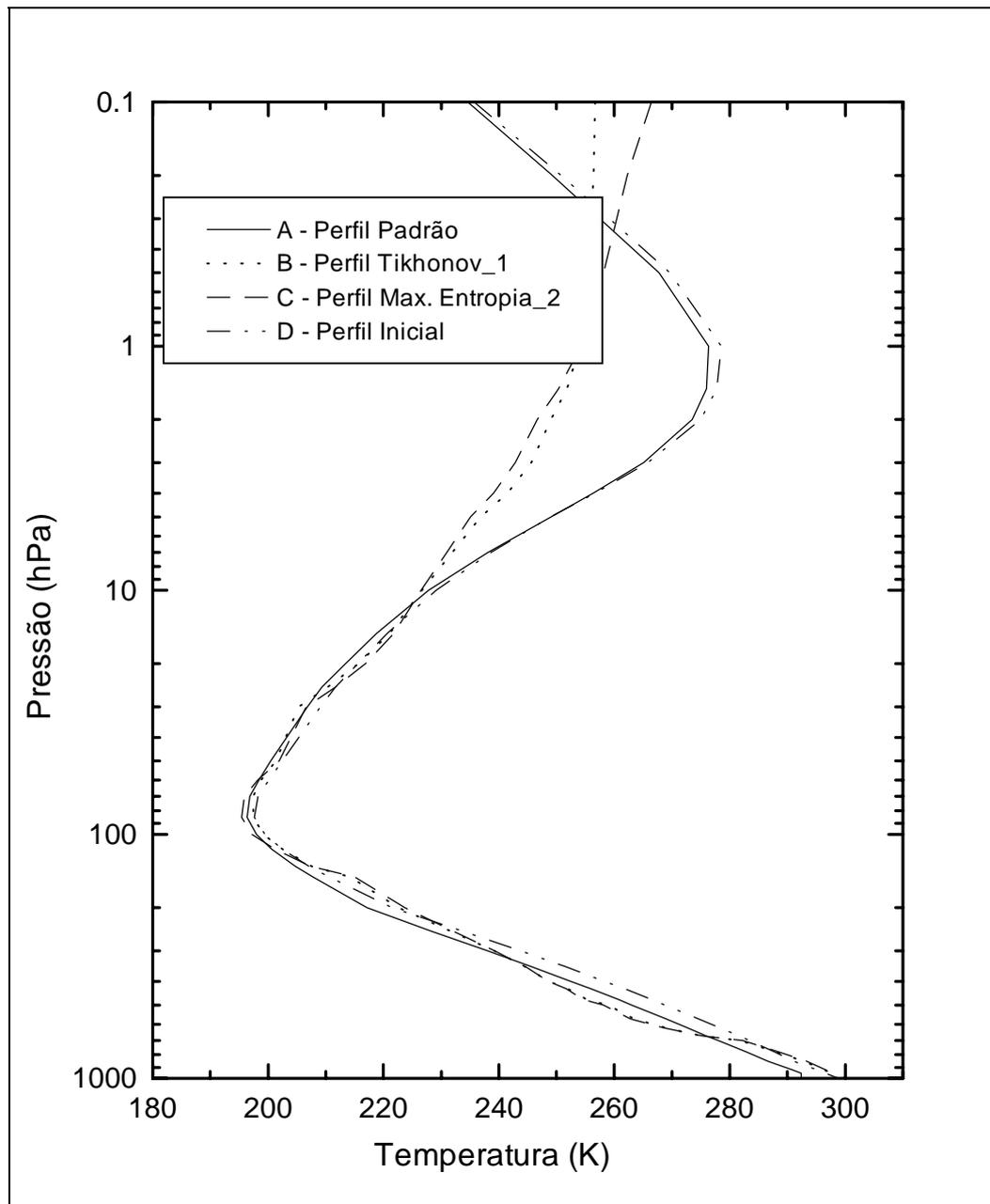


Fig. 7.14 - Perfis de temperatura recuperado a partir de radiâncias obtidas pelo HIRS/2 e perfil inicial gerado pelo ITPP-5.0.

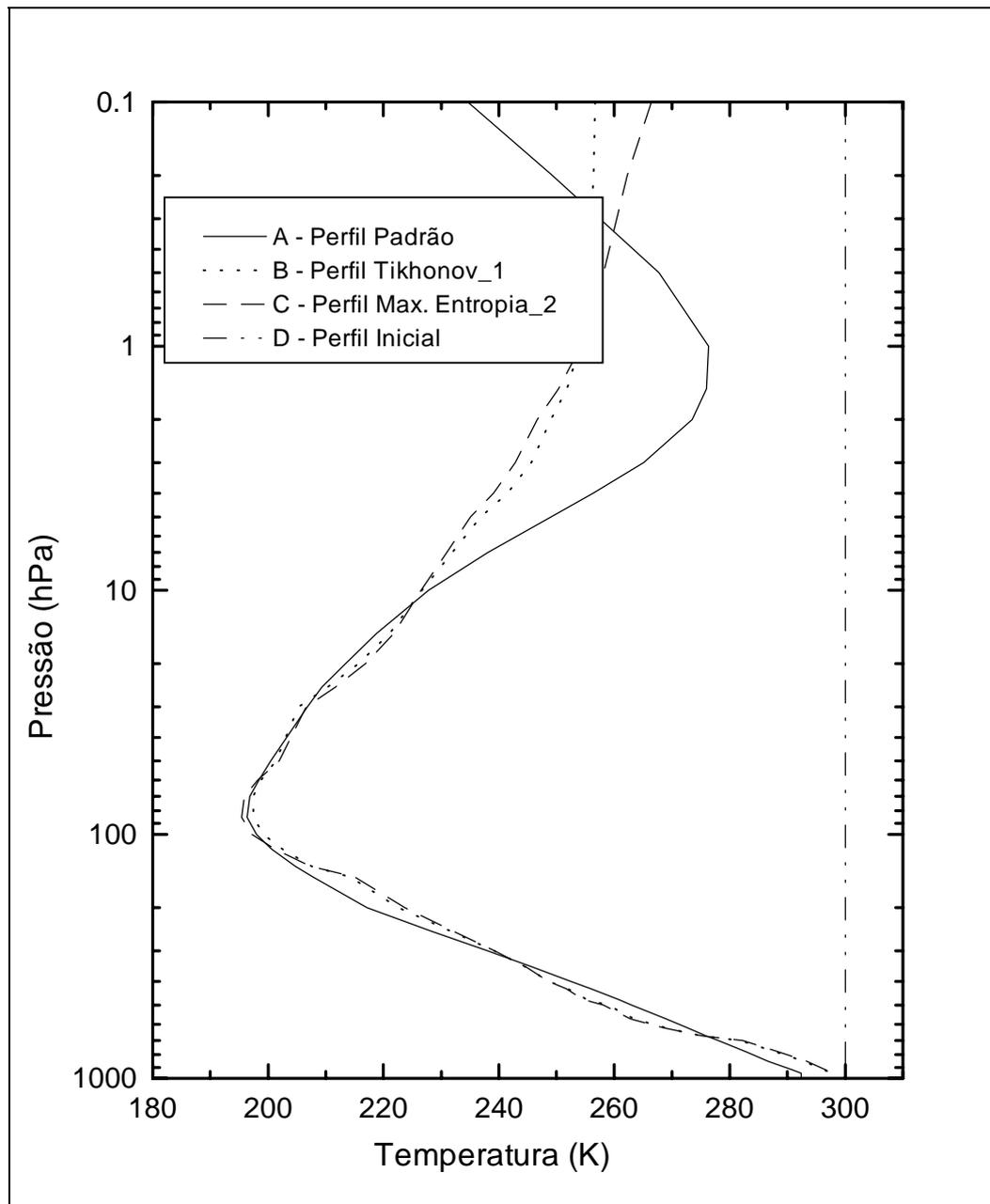


Fig. 7.15 - Perfis de temperatura recuperados a partir de radiâncias obtidas pelo HIRS/2 utilizando um perfil inicial uniforme (300K).

#### 7.4 - COMPARAÇÃO COM DADOS DE RADIOSSONDAGEM

Na última etapa deste trabalho foi efetuada uma comparação entre os perfis de temperatura recuperados pelo MIII e o perfil real da atmosfera, medido *in situ*, obtido por radiossondagem. Utilizou-se um perfil vertical de temperatura obtido durante a campanha de lançamento do Veículo Lançador de Satélites (VLS). Esta radiossondagem foi efetuada no dia 27/10/1997 às 14:58h (horário local) em Alcântara no Estado do Maranhão, cidade situada a 2.19°S e 44.22°W. Os critérios utilizados para a escolha da data e hora mais adequadas para a utilização da sondagem, foram a ocorrência de céu claro e horário sincronizado com a passagem do satélite NOAA-14 sobre o ponto considerado.

A Figura 7.16 apresenta a recuperação de perfis verticais de temperatura para dados de radiâncias obtidos para o pixel em estudo, fornecido pelo HIRS/2 (Tab. 7.8). A curva A apresenta o perfil vertical de temperatura obtido via radiossondagem. A curva E contém o perfil inicial, normalmente utilizado pelo ITPP5.0 em seu modo de inicialização via regressão e a curva B apresenta o resultado final obtido pelo ITPP-5.0. As curvas C e D foram obtidas pelo MIII com regularização de Tikhonov de primeira ordem e máxima entropia de segunda ordem, respectivamente. A Figura 7.17 (curva C) apresenta a recuperação de um perfil de temperatura, onde além das condições iniciais descritas anteriormente, fixou-se também o perfil acima de 10 hPa, tomando por base o perfil inicial gerado pelo ITPP-5.0, durante o processo de inversão. Este procedimento justifica-se pelo fato de nos baixos níveis de pressão os perfis de temperatura não variarem consideravelmente com o tempo.

Os resultados apresentados na Figura 7.16 mostram que o MIII consegue resultados similares aos obtidos pelo ITPP-5.0, para a maior parte do perfil considerado, sobretudo com o uso da técnica de regularização de máxima entropia de segunda ordem (com erros de 3,5 K para os níveis de pressão de 20 à 1000 hPa). Para o caso onde se ancorou a temperatura nos baixos níveis de pressão (curva C da Figura 7.17), o MIII

aproxima-se bastante do perfil medido via radiossondagem, principalmente no intervalo que vai de 200 hPa a 80 hPa, região onde se localiza a inversão da tropopausa. Nesta faixa o erro absoluto é da ordem de 2,6 K.

A Figura 7.18 mostra um perfil vertical de temperatura obtido com os mesmos dados de radiâncias do caso anterior, porém utilizando um perfil inicial uniforme, representado pela curva E. A curva B contém o perfil obtido pelo ITPP5.0 com o perfil inicial dado pela curva E, e as curvas C e D representam os perfis obtido pelo MIII utilizando Tikhonov de primeira ordem e máxima entropia de segunda ordem, respectivamente (com respectivos erros de 4,3 K e 3,5 K). Estes resultados são bastante satisfatórios, sobretudo com o uso de regularização por máxima entropia de segunda ordem. O mesmo não acontece com o ITPP-5.0 (curva B) quando se utiliza o mesmo perfil inicial. Deve-se ressaltar que o perfil obtido pelo ITPP-5.0 utilizando um perfil inicial uniforme tem caracter apenas ilustrativo, uma vez que este não é o procedimento usual de inicialização deste algoritmo.

TAB. 7.8 - VALORES DE RADIÂNCIA E TEMPERATURA DE BRILHO PARA UM PIXEL LOCALIZADO EM ALCÂNTARA-MA, 2°19 S E 44°22 W

<u>Canal</u>	<u>Radiância</u> ( <u>erg s<sup>-1</sup>cm<sup>-2</sup>/sr/cm</u> )
<u>1</u>	56.802
<u>2</u>	42.629
<u>3</u>	40.268
<u>4</u>	52.279
<u>5</u>	65.558
<u>6</u>	80.571
<u>7</u>	99.652

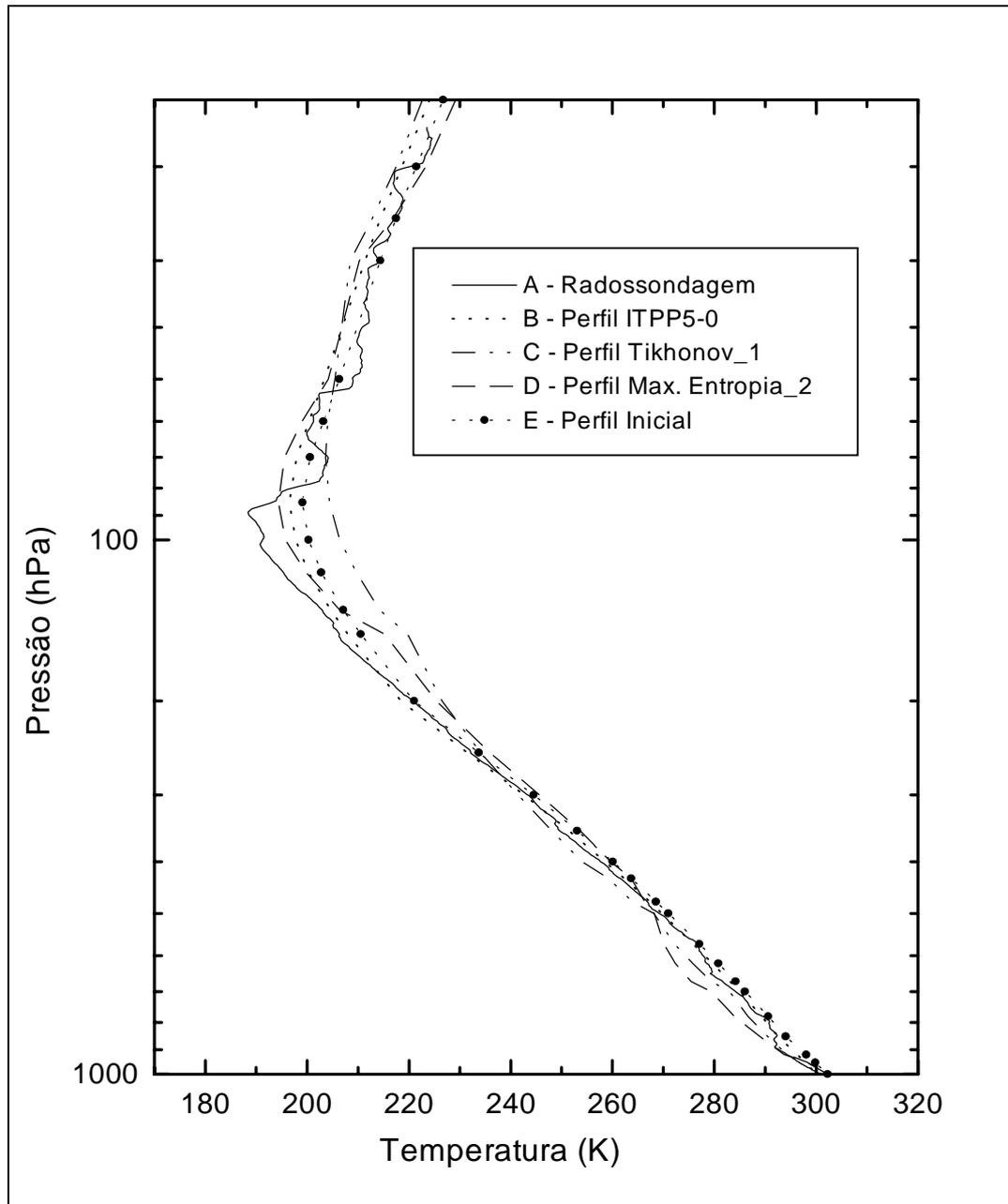


Fig. 7.16 - Perfil de temperatura recuperados para um pixel sobre Alcântara para perfil inicial gerado pelo ITPP-5.0 e comparação com radiossondagem.

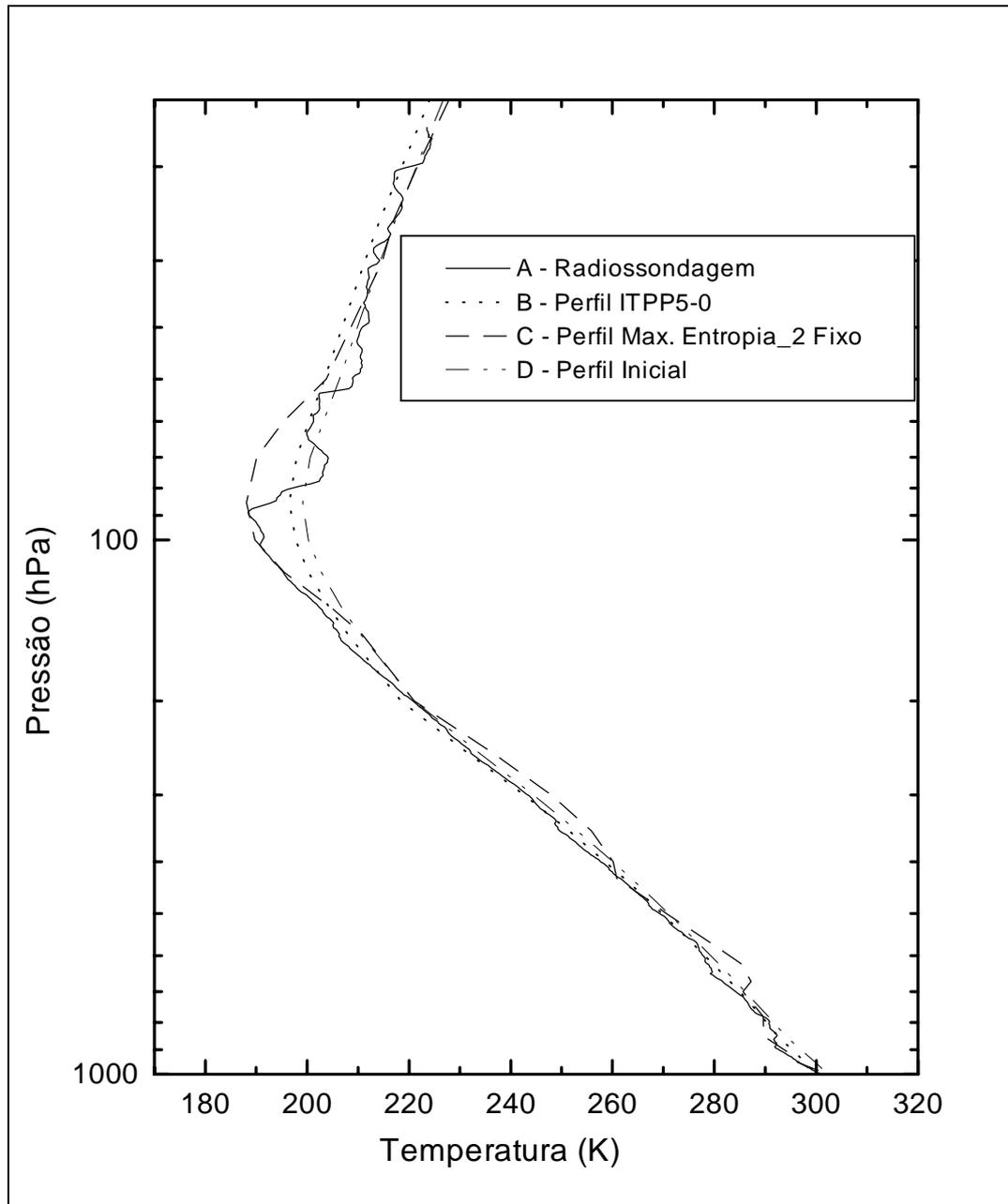


Fig. 7.17 - Perfil de temperatura recuperados para um pixel sobre Alcântara, para perfil inicial gerado pelo ITPP-5.0 e fixando-se a temperatura no topo da atmosfera, comparação com radiossondagem.

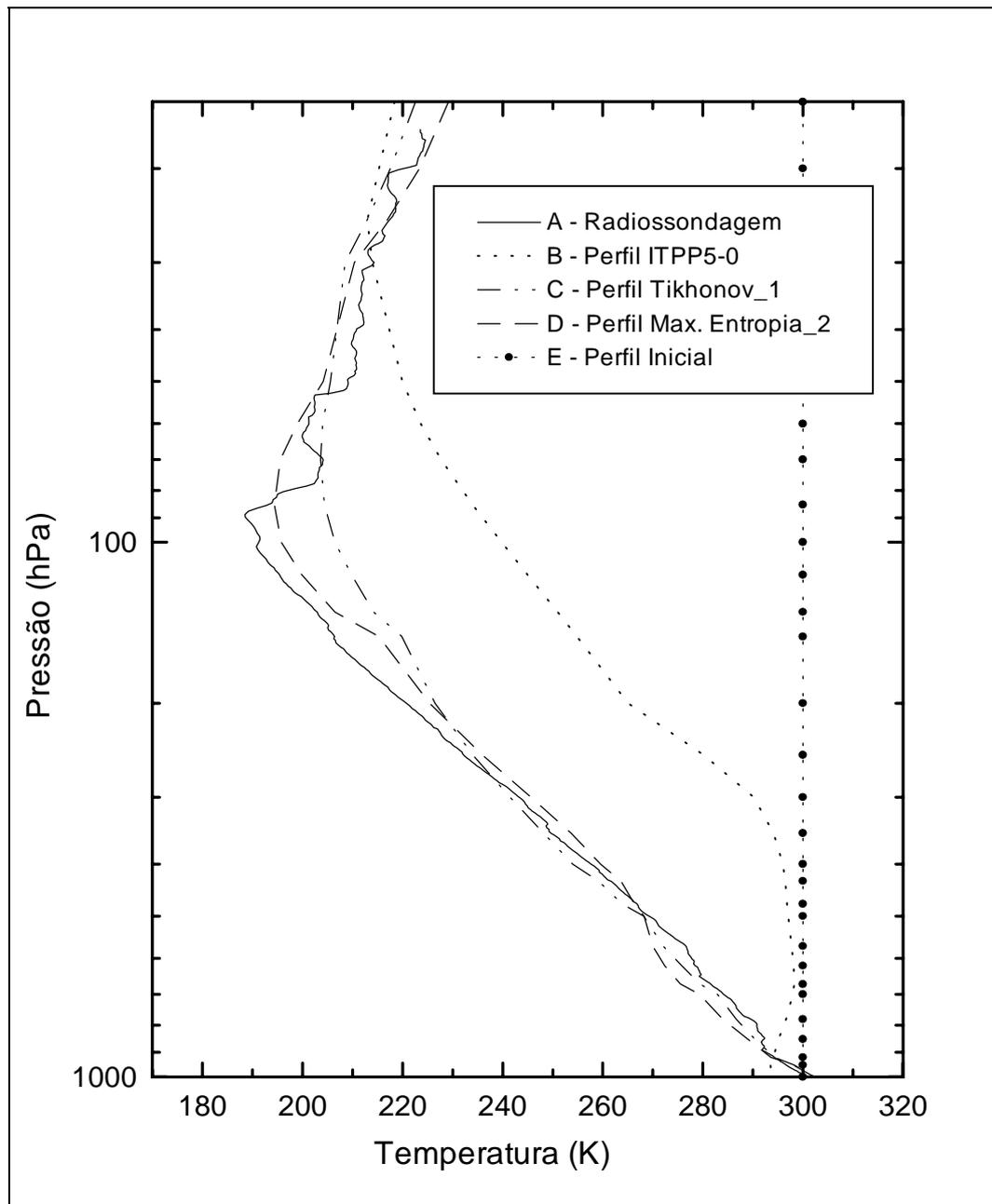


Fig. 7.18 - Perfis de temperatura recuperados para um pixel sobre Alcântara-MA utilizando um perfil inicial uniforme (300K) e comparação com radiossondagem.



## CAPÍTULO 8

### CONCLUSÕES

Sondagens remotas obtidas por satélites meteorológicos têm um grande potencial para serem utilizadas em modelagem atmosférica e em estudos climatológicos. Há anos essas sondagens vêm sendo obtidas utilizando-se técnicas de inversão da equação da transferência radiativa que valem-se de radiâncias multiespectrais, medidas por satélites, para recuperarem a estrutura termodinâmica (perfis verticais de temperatura e umidade) de onde o sinal é proveniente. Durante as últimas décadas investiu-se principalmente no desenvolvimento tecnológico que possibilitou a disponibilidade de um grande número de sensores no espaço. Como consequência a qualidade das sondagens remotas evoluiu até um certo patamar, mas não acompanhou o aprimoramento dos modelos de previsão numérica de tempo.

No presente trabalho, com o intuito de explorar uma nova abordagem para inversão matemática da equação da transferência radiativa, introduziu-se uma técnica de inferência de perfis verticais de temperatura na atmosfera utilizando um método iterativo implícito de inversão (MIII). Basicamente este método procede a minimização de um funcional composto por uma norma quadrática mais um termo de regularização, utilizando em sua resolução uma rotina numérica de minimização.

De um maneira geral, os resultados obtidos nas simulações realizadas para avaliar a técnica mostraram que o MIII apresentou um bom desempenho, sobretudo na região que vai da superfície até a inversão da tropopausa, que é a região de maior interesse meteorológico. Nos casos de recuperação de perfis a partir de dados de radiâncias geradas sinteticamente, verificou-se a grande instabilidade do problema e sua sensibilidade com relação a ruídos. No entanto, a utilização de funções de regularização mostrou-se bastante eficiente reduzindo a presença de artefatos na solução. Para os casos onde se utilizou dados de radiâncias obtidos a partir dos sensores do HIRS/2

(High-resolution Infrared Radiation Sounder) o algoritmo também teve um bom desempenho.

De um modo geral, pode-se dizer que o método MIII tem como principal aspecto positivo a sua robustez com relação ao perfil inicial fornecido ao algoritmo de inversão. Este aspecto assume uma importância particularmente especial em regiões onde não se dispõe de informações climatológicas confiáveis, como é o caso de muitas regiões do Hemisfério Sul. Outra vantagem do método proposto é a sua rapidez, que o torna competitivo do ponto de vista de eficiência computacional com outros métodos iterativos de inversão (como é o caso de Smith, por exemplo). De um ponto de vista mais acadêmico, a abordagem proposta neste trabalho destaca-se pela flexibilidade permitindo ao usuário especificar livremente uma série de parâmetros relacionados ao processo de inversão como, por exemplo, o modelo direto, a norma  $R(\mathbf{T})$ , a técnica de regularização, a natureza das restrições, o perfil inicial etc., sem a necessidade de introduzir-se nenhuma simplificação *a priori* na descrição matemática do problema.

A principal desvantagem do MIII reside na necessidade de especificação do parâmetro de regularização  $\gamma$  que para sua determinação não admite nenhuma metodologia geral. No entanto, a partir da experiência acumulada neste trabalho, verificou-se que existe pouca variação de valor ótimo de  $\gamma$  nos diferentes casos estudados. Assim, é possível utilizar o mesmo valor do parâmetro de regularização de uma simulação anterior (ao menos como uma estimativa inicial), desde que as condições do problema não tenham sofrido alterações substanciais.

Deve-se ressaltar que apesar dos resultados obtidos serem bastante satisfatórios, há necessidade de se aprimorar a técnica, incorporando a recuperação de perfis de umidade e melhorando a representação do comportamento físico da transferência radiativa na atmosfera, que resultaria em melhorias no modelo de inversão. Outro ponto que deve ser explorado é o estudo das funções de transmitância. As funções atualmente empregadas são ideais para latitudes médias e não representam a estrutura termodinâmica dos trópicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bassrei, A.; Rodi, W. Regularization and inversion of linear Geophysical data. Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3., Rio Janeiro. 1993.
- Chahine, M. T. Determination of the temperature in an atmospheric from its outgoing radiance. **Jour. Opt. Soc. Am.**, v. 58, n. 12, p. 1634-1637. 1968.
- Chahine, M. T. Inverse problems in radiative transfer: determination of atmospheric parameters. **Jour. Atmos. Sci.**, v. 27, n. 6, p. 960-967. 1970.
- Cook, B. C. Least structure of photonuclear yield functions. **Nuc. Inst. Meth.**, v. 24, p. 256-268. 1963.
- Ferreira, M. E. **Algoritmos em três dimensões para inferência de perfis de temperatura e umidade a partir de radiâncias obtidas pelo VAS.** (Tese de Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. S.J.Campos, INPE. 1987. (INPE-4104-TDL/258).
- Gull, S. F.; Daniel, G. J. Image reconstruction from incomplete and noisy data. **Nature.**, v. 272 : 686-690. 1978.
- Houghton, H. G. **Physical meteorology.** Massachusetts, The MIT Press. 1985.
- Jaynes, E. T. Information theory and Statistical mechanics, **Phys. Rev.**, v. 106, n. 4, p. 620-630. 1957.
- Kaplan, L. D. Inference of atmospheric structure from remote radiation measurements. **Jour. Opt. Soc. Am.**, v. 49, n. 10, p. 1004-1007. 1959.

- Kidder, S. Q. ; Haar, T. H. V. **Satellite meteorology an introduction**. Academic Press, INC. 1995.
- King, J. I. F. The radiative heat transfer of planet Earth. In: Van Allen, J.A., ed. **Scientific uses of earth satellites**. Ann Arbor, The University of Michigan Press. 1956. p. 133-136.
- Liou, K. N. **An Introduction to atmospheric radiation**. Orlando, Academic Press. 1980.
- McMillin, L.; Phillips, M.; Gruber, A.; Wark, D. An evaluation of early operational temperature soundings from TIROS-N. **Bullet. of the Am. Met. Soc.**, v. 60, n. 10, p. 1187-1197. 1979.
- Menzel, W. P. **Notes on satellite meteorology**. Apostila. Wisconsin. 1991.
- Muniz, W. B.; Ramos, F. M.; Campos Velho, H. F. Regularized solutions of an inverse heat conduction problem: initial condition estimation. Congresso-Ibero-Latino Americano de Métodos Computacionais para a Engenharia. 1997, p. 517-524.
- NAG. **Nag Fortran Library Mark 16**. Oxford 1993.
- Nieman, S.; Achtor, T. **ITPP-5.0 user guide**. Wisconsin. University of Wisconsin-Madison, 1995. A report from the CIMSS.
- Nogueira, J. L. M. **Impacto do uso do AVHRR no ITPP-5**. (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José Campos, 1998). Comunicação pessoal.
- Press, W. H.; Teukolsky, W. T, Vetterling; Flannery, **Numerical recipes**, 2.ed. Cambridge University Press, Cambridge, 1992.

- Phillips, D. L. A technique for the numerical solution of certain integral equations of the first kind. **Jour. Assoc. Comp.**, v. 9, p. 84-97. 1962.
- Ramos, F. M; Giovannini. A. Solution of a multidimensional heat conduction inverse problem using the finite analytic method and the principle of maximum entropy. **Inter. Jour. H. M. Trans.**, v. 38, p. 101-111. 1995. In French.
- Ramos, F. M ; Campos Velho, H. F. Reconstruction of geoelectric conductivity distributions using a minimum first-order entropy inversion technique. International Conference on Inverse Problems on Engineering. 2., Le Croisic, France, 1996.
- Rodgers, C. D. **Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice.** World Scientific Publishing Co. Ltd. Feb. 1997.
- Sakuragi, J. **Sondagens TOVS: Impacto na análise sinótica entre 18 e 19 de março de 1991 na região sul e sudeste do Brasil.** (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1992. (INPE-5497-TDI/512).
- Sena, A. G.; Toksoz, M. N. Simultaneous reconstruction of permittivity and conductivity for crosshole geometries. **Geophysics**, v. 55, n. 10, p. 1302-1311. 1990.
- Shannon, C. ; Weaver, E. **The mathematical theory of communication.** Urbana, University of Illinois Press, 1949. 149p.
- Smith, W. L. Iterative solution of the radiative transfer equation for temperature and absorbing gas profiles of an atmosphere. **Appl. Opt.**, v. 9, n. 9, p. 1993-1999. 1970.
- Smith, W. L.; Woolf, H. M.; Hayden, C. M. The TIROS-N operational vertical sounder. **Bullet. of the Am. Met. Soc.**, v. 60, n. 10, p. 1117-1187. 1979.

Smith, W. L.; Woolf, H. M.; Schriener, A. J. Simultaneous retrieval of surface and atmospheric parameters: a physical analytically direct approach. **Advances in Remote Sensors**, v. 7, p. 221-232. 1985.

Smith, W. L. Satellite soundings - Current status and future prospects. **Adv. Space Res.**, v. 9, p. 363 - 372. 1989.

Smith, W. L. Atmospheric Soundings from satellite - false expectation or the key to improved weather prediction? **Quarterly Jour. of Royal Met. Soc.**, v. 117, n. 496, p. 267-297. 1991.

Smith, W. L., Woolf, H. M., Nieman, S. J., Achor, T.H. ITPP-5- the use of AVHRR and TIGR in TOVS data processing. In: International TOVS Study Conference. Austria. 1993. **Proceedings**. Reading. Ed. J. R. Eyre. 1993, p. 443-453

Stephany, S., Ramos, F. M., Campos Velho, H. F., Mobley. Methodology for internal light source estimation. **Comp. Model. and Sim. in Engin.**, v. 3, n. 3, p. 161-165. 1997.

Tarantola, A. **Inverse problems: methods for data fitting and model parameter estimation**. Amsterdam, Elsevier, 1988.

Teixeira, R. F. Algumas intercomparações: sondagens TOVS e radiossondagem convencional sobre Fortaleza-CE, e pelas versões 4 e 5 do ITPP. **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Campos do Jordão, Brasil. 1996, p. 552-553.

Teixeira, R. F. Algumas comparações preliminares de sondagem TOVS com radiossondagens do experimento EMAS-I. **Congresso brasileiro de meteorologia**. Campos do Jordão, Brasil. 1996, p. 557-559.

- Tikhonov, A. N. Solution of incorrectly posed problems and the regularization method. **Soviet Math. Doklady.**, v. 4, p. 1035-1038. 1963a.
- Tikhonov, A. N. Regularization of incorrectly posed problems. **Soviet Math. Doklady**, v. 4, p. 1624-1627. 1963b.
- Tikhonov, A. N. e Arsenin, V. Y. **Solutions of ill-posed problems**. Washington, V. H. Wiston & Sons. USA, 1977.
- Towmey, S. On the numerical solution of Fredholm integral equations of the first kind by inversion of the linear system produced by quadrature. **Jour. Assoc. Comp. Man.**, v. 10, p. 97-101. 1963.
- Twomey, S. **Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and interactive measurements**. Amsterdam, Elsevier Scientific, 1977.
- Wark, D. Q.; Fleming, H. E. Indirect measurements of atmospheric temperature profiles from satellites: I. Introduction. **Mont. Weath. Rev.**, v. 94, n. 6, p. 351-362. 1966.