

**ESTIMATIVA DO VAPOR D'ÁGUA
ATMOSFÉRICO E AVALIAÇÃO DA
MODELAGEM DO ATRASO
ZENITAL TROPOSFÉRICO
UTILIZANDO GPS**

Luiz Fernando Sapucci

Orientador: Dr. João Francisco Galera Monico

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Cartográficas da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual Paulista para a obtenção do Título de Mestre em Ciências.

S243e

Sapucci, Luiz Fernando

Estimativa do vapor d'água atmosférico e avaliação da modelagem do atraso zenital troposférico utilizando GPS / Luiz Fernando Sapucci. - Presidente Prudente: [s.n], 2001. 167p. : il.; 29 cm.

Dissertação (mestrado). - UNESP, Faculdade de Ciências Tecnologia, Presidente Prudente, 2001.

Orientador: Prof. João Francisco Galera Monico

1.GPS - Meteorologia. 2. GPS - Atraso Zenital Troposférico. 3. Vapor d'água atmosférico. 4. IWV - PW. I. Título.

CDD (18ª ed.) 623.71

TERMO DE APROVAÇÃO

**DADOS CURRICULARES
LUIZ FERNANDO SAPUCCI**

NASCIMENTO: 02/12/1969 – Delfim Moreira M.G.

FILIAÇÃO: Agenor Sapucci
Amazil Cortez Araújo Sapucci

1995-1998: Curso de Graduação
Licenciatura Plena em Matemática
Faculdade de Ciências e Tecnologia - UNESP

1999-2001: Curso de Pós-Graduação em Ciências
Cartográficas nível de mestrado, na Faculdade
de Ciências e Tecnologia – UNESP

DEDICATÓRIA

- À minha amada Érika, por sempre habitar meus pensamentos, mesmo quando eles estavam tomados pelo conhecimento científico.
- À minha mãe, pelo exemplo de garra e vontade de viver, para que esse meu feito possa ser justificativa e recompensa pelo seu grande esforço em preservar a Vida.
- Aos meus dez irmãos, que mesmo ausentes, sei que torcem por mim.
- Ao meu pai, em memória, que estando no Céu (junto ao segmento espacial) possa sentir-se orgulhoso dos frutos gerados, pelas sementes que na Terra, quando aqui estive, plantou.

Agradecimentos

Ao Dr. João Francisco Galera Monico, orientador deste trabalho, por ter me confiado as pesquisas referentes à troposfera, as quais procurei fazê-las com grande afinco. Ao Dr. José Tadeu Garcia Tommaselli, pelas contribuições na realização deste trabalho. Ao Dr. Nery Alves e a Dra. Ana Maria Osório Araya Balan por terem me iniciado na pesquisa científica. Ao prof. João Carlos Chaves, à profa. Maria Raquel Miotto Morelatti e ao prof. Luiz Fernandes Galante, pelo auxílio e principalmente pelos exemplos de atuação pedagógica a serem seguidos. Aos professores do PPGCC e do Departamento de Cartografia, que, de forma direta ou indireta, contribuíram em minha formação acadêmica.

Aos funcionários de forma geral, em especial às secretárias do Departamento de Cartografia: Maria das Graças Teixeira Mestriner e Maria Aparecida Carnelossi e Silva.

Aos pesquisadores e aos técnicos do Grupo de Lançamento de Balões (GLB/IPMET - Instituto de Pesquisas Meteorológicas da UNESP, Campus de Bauru), pela colaboração e assistência na coleta dos dados da campanha lá realizada. Ao Tenente Barros, oficial responsável pelo Departamento de Proteção ao Vôo do Aeródromo Campo de Marte em São Paulo, pela autorização da coleta dos dados GPS e disponibilidade dos dados das radiossondagens.

À FAPESP – Fundação de Amparo a Pesquisa no Estado de São Paulo (processo N. 99/04613-8), pelo suporte financeiro, o qual contribuiu amplamente na realização deste trabalho.

À todos os colegas da sala de permanência, meus cúmplices (em especial: Elias Ribeiro de Arruda Junior, Wagner Carrupt Machado e José Aguiar de Lima Junior), e ao Ricardo Satoshi Nakamura, meu comparsa.

Epígrafe

O conhecimento não é monopólio de
ninguém, é patrimônio comum dos dedicados.

(Autor desconhecido).

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Contextualização do trabalho.....	2
1.2. Objetivos	4
1.3. Conteúdo do trabalho	5
2. VAPOR D'ÁGUA ATMOSFÉRICO.....	8
2.1. O papel do vapor d'água atmosférico	8
2.2. Distribuição do vapor d'água atmosférico	9
2.3. Técnicas convencionais de quantificação do vapor d'água atmosférico.....	11
2.3.1. Determinação do <i>IWV</i> utilizando as radiossondas.....	12
2.3.2. Determinação do <i>IWV</i> utilizando os radiômetros.....	15
2.3.3. Determinação do <i>IWV</i> utilizando medidas de superfície.....	16
2.4. Monitoramento do vapor d'água atmosférico	18
3. ATRASO TROPOSFÉRICO	20
3.1. Refratividade da atmosfera	25
3.2. Determinação do atraso zenital da componente hidrostática	29
3.3. Determinação do atraso zenital da componente úmida.....	33
3.4. Modelagem do atraso zenital troposférico.	34
3.4.1. Modelos que tratam o atraso zenital troposférico.	36
3.4.1.1. Modelo do atraso zenital troposférico de Hopfield	36
3.4.1.2. Modelo do atraso zenital troposférico de Saastamoinen	38
3.4.2. Métodos de obtenção das medidas atmosféricas de superfície	39

4. PARAMETRIZAÇÃO DA REFRAATIVIDADE DO AR.....	42
4.1. Funções de mapeamento.....	42
4.1.1. Função de mapeamento de Lanyi.....	44
4.1.2. Função de mapeamento da componente hidrostática de Davis.....	46
4.1.3. Função de mapeamento de Niell.....	47
4.2. Gradiente da refratividade do ar.....	51
5. DETERMINAÇÃO DO ATRASO ZENITAL TROPOSFÉRICO PELO GPS	54
5.1. Técnicas de posicionamento com GPS utilizadas na determinação do atraso troposférico	58
5.1.1. Posicionamento relativo	58
5.1.2. Posicionamento por ponto de alta precisão	61
5.2. Processo estocástico utilizado para determinar o D_{ZW}	63
6. ESTIMATIVA DO IWV A PARTIR DO ATRASO ZENITAL ÚMIDO	67
6.1. Relação entre o atraso zenital úmido e o vapor d'água integrado (IWV)...	67
6.2. Temperatura média da coluna vertical troposférica	71
6.3. Modelos europeus para relacionar o IWV com o atraso zenital úmido	73
6.4. As principais fontes de erros na estimativa do IWV pelo GPS	78
6.5. Comparação com outras técnicas utilizadas na determinação do IWV	81
7. DETERMINAÇÃO DA TEMPERATURA MÉDIA DA COLUNA VERTICAL TROPOSFÉRICA	85
7.1. Dados utilizados	85
7.2. Método aplicado.....	88
7.3. Avaliação da acurácia.....	91

8. EXPERIMENTO COMPARATIVO: GPS x RADIOSSONDA	93
8.1. Equipamentos utilizados	94
8.2. Dados Utilizados	95
8.2.1. Dados da campanha de Bauru	96
8.2.1. Dados da campanha de São Paulo	99
8.3. <i>Software</i> utilizado	101
8.3.1. Software GPSurvey	101
8.3.2. <i>Software</i> GOA-II	102
8.4. Determinação das coordenadas das estações utilizadas	103
8.4.1. Estação BAUR	104
8.4.2. Estação SAOP	105
8.5. Estratégia de processamento dos dados GPS para a estimativa dos valores do atraso zenital troposférico	108
8.6. Conversão das estimativas do D_{ZW} em valores de IWV	111
8.7. Processamento dos dados das radiossondagens	112
8.7.1. Determinação dos valores do IWV via radiossondagem	112
8.7.2. Determinação dos valores do D_{ZW} via radiossondagem	113
8.8. Resultados	114
8.8.1. Comparação dos valores de IWV /GPS x IWV /radiossondas	114
8.8.1.1. Resultados da comparação dos valores de IWV obtidos em Bauru	114
8.8.1.2 Resultados da comparação dos valores de IWV obtidos em São Paulo	120

8.8.2. Comparação dos valores de Dz_w /GPS x Dz_w /radiossondas	125
8.9. Análise dos resultados	128
9. AVALIAÇÃO DA MODELAGEM DO ATRASO ZENITAL TROPOSFÉRICO	134
9.1. Avaliação da modelagem do atraso zenital da componente hidrostática .	135
9.2. Avaliação da modelagem do atraso zenital da componente úmida.....	137
9.3. Análise dos resultados	139
10. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	143
10.1. Conclusões	143
10.2. Recomendações	146
Apêndice A – Gráficos da temperatura média pela temperatura superficial	148
Apêndice B – Programas em FORTRAN para processar dados de radiossondagens	151
Apêndice C – Perfis atmosféricos obtidos pelas medidas das radiossondagens. 154	
Gráficos da Temperatura medida pelas Radiossondas, em função da altitude.155	
Campanha realizada em Bauru.....	155
Campanha realizada em São Paulo	157
Gráficos do Vapor d'água atmosférico versus a altitude.	159
Campanha realizada em Bauru.....	159
Campanha realizada em São Paulo	161
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	164

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1.** Perfis de umidade específica para condições médias anuais nas latitudes 10S-10N, 40-50N e 70-84N. (Fonte: Hartman, 1994)..... 11
- Figura 3.1.** Esquema ilustrativo de um sinal GPS se propagando na atmosfera, desde um satélite até um receptor localizado na superfície terrestre. A trajetória curva (traço contínuo) difere da distância geométrica (traço intermitente) devido à influência dos gases que compõem a troposfera..... 22
- Figura 4.1.** Passagem de um sistema frontal frio sobre um receptor GPS no momento em que são rastreados diversos satélites GPS..... 52
- Figura 5.1.** Esquema ilustrativo do processo Random Walk. O ponto preto é a estimativa atual, o ponto branco é a estimativa projetada e o ponto cinza é a estimativa independente 66
- Figura 6.1.** Valores de T_m em função de T_s obtidos em áreas dos EUA. A reta representa a regressão linear dada pela equação (6.10) (Fonte: Bevis *et al.*, 1992). 73
- Figura 6.2.** Valores de Ψ^{-1} em função da temperatura na superfície. A reta representa o melhor ajustamento dos dados, usando um modelo polinomial (Fonte: Emardson, 1998)..... 76
- Figura 6.3.** Comparação dos valores de I_{WV} obtidos pelo GPS com os valores provenientes dos radiômetros e radiossondas (Fonte: Dodson, 1999)..... 82

- Figura 7.1.** Mapa do território brasileiro contendo a localização das cidades onde foram lançadas as radiossondas utilizadas na modelagem da temperatura média da coluna troposférica. 86
- Figura 7.2.** Valores de T_m em função de T_s a partir de 421 radiossondagens lançadas nas cidades de São Paulo, Brasília e Foz do Iguaçu. O traço representa a regressão linear. 90
- Figura 8.1.** Fotografias mostrando duas radiossondas prestes a serem lançadas: (a) por um dos técnicos do Grupo de lançamento de Balões (GLB) do IPMET; (b) Por um sub-oficial da FAB na Estação Meteorológica de Altitude do Campo de Marte (EMA-MT), em São Paulo. 94
- Figura 8.2.** Fotografia mostrando o local em que a antena GPS foi instalada (próximo a outras antenas e sensores meteorológicos) e a estação meteorológica automática. 96
- Figura 8.3.** Valores do multicaminho do sinal em função das épocas do dia 194 (12/07/2000) para cada satélite observado na estação UEPP. As cores no gráfico representam diferentes satélites. 98
- Figura 8.4.** Valores do multicaminho do sinal em função das épocas do dia 194 (12/07/2000) para cada satélite observado na estação BAUR. As cores no gráfico representam diferentes satélites. 99
- Figura 8.5.** Fotografia da antena GPS instalada sobre a caixa d'água do prédio da INFRAERO. No detalhe são mostradas a antena e a chapa que materializa a estação SAOP. 100

- Figura 8.6.** Discrepâncias com relação ao valor médio dos resultados obtidos no processamento dos dados GPS no GPSurvey para a estação BAUR..... 105
- Figura 8.7.** Discrepâncias com relação ao valor médio dos resultados obtidos no processamento dos dados GPS no GPSurvey para a estação SAOP..... 107
- Figura 8.8.** Discrepâncias com relação ao valor médio dos resultados obtidos no processamento dos dados GPS no GOA-II para a estação SAOP. 108
- Figura 8.9.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz) e os valores gerados pelas radiossondas (círculo cheio). A primeira hora da campanha foi às 0h do dia 192 (10/07/2000), e a última foi às 10h do dia 197 (15/07/2000).
..... 116
- Figura 8.10.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 192 (10/07/2000), e pela radiossonda lançada em Bauru no mesmo dia (círculo cheio)..... 117
- Figura 8.11.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 193 (11/07/2000), e pelas radiossondas lançadas em Bauru no mesmo dia (círculo cheio)..... 118
- Figura 8.12.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 194 (12/07/2000), e pelas radiossondas lançadas em Bauru no mesmo dia (círculo cheio)..... 118
- Figura 8.13.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz e círculos aberto) do dia 195 (13/07/2000), e pelas radiossondas lançadas em Bauru no mesmo dia (círculo cheio)..... 119

- Figura 8.14.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 196 (14/07/2000), e pelas radiossondas lançadas em Bauru no mesmo dia (circulo cheio)..... 119
- Figura 8.15.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 197 (15/07/2000), e pela radiossonda lançada em Bauru no mesmo dia (circulo cheio)..... 120
- Figura 8.16.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz) para cada 30 minutos da campanha realizada em São Paulo, e os valores gerados pelas radiossondas (circulo cheio). A primeira hora da campanha foi às 0h do dia 172, e a última foi às 10h do dia 181. 121
- Figura 8.17.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz) dos dias 172 à 174 (21/06/2001 à 23/06/2001), e pelas radiossondas lançada em São Paulo nesses mesmos dias (circulo cheio). 123
- Figura 8.18.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz) dos dias 175 à 177 (24/06/2001 à 26/06/2001), e pelas radiossondas lançada em São Paulo nesses mesmos dias (circulo cheio). 123
- Figura 8.19.** Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz) dos dias 178 à 181 (27/06/2001 à 30/06/2001), e pelas radiossondas lançada em São Paulo nesses mesmos dias (circulo cheio). 124
- Figura 8.20.** Valores do atraso zenital troposférico da componente úmida determinados pelas observações GPS (cruz) e pelos lançamentos das radiossondas (círculos cheios)..... 125

- Figura 8.21.** Valores do atraso zenital troposférico da componente úmida determinados pelas observações GPS (cruz), e pelos lançamentos das radiossondas (círculos cheios)..... 126
- Figura 8.22.** Desvio padrão dos valores do D_{ZW} utilizados na quantificação do IWV para cada hora da campanha de Bauru..... 132
- Figura 8.23.** Desvio padrão dos valores do D_{ZW} na campanha de São Paulo (traço contínuo). O traço e cruz representa o desvio padrão obtidos ao utilizar a $5mm/\sqrt{h}$ 132
- Figura 9.1.** Valores do D_{ZH} fornecidos pelos modelos avaliados comparados com valores fornecidos pela aplicação da equação (3.23) para cada 5 minutos da campanha realizada em Bauru. 136
- Figura 9.2.** Valores do D_{ZH} fornecidos pelos modelos comparados com valores precisos fornecidos pela aplicação da equação (3.23) para cada intervalo de 30 minutos da campanha realizada em São Paulo. 136
- Figura 9.3.** Valores do atraso zenital troposférico da componente úmida fornecidos pelos modelos avaliados comparados com valores estimados pelo GOA-II, para cada 5 minutos da campanha realizada em Bauru..... 138
- Figura 9.4.** Valores do D_{ZW} fornecidos pelos modelos avaliados comparados com valores estimados pelo GOA-II, para cada 30 minutos da campanha realizada em São Paulo..... 138

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Relação dos valores das constantes utilizadas neste trabalho, suas incertezas, unidades de medida e as fontes consultadas.	27
Tabela 4.1 – Valores dos parâmetros meteorológicos utilizados na função de mapeamento de Lanyi e suas respectivas sensibilidades para uma máscara de elevação de 15°. Fonte: Sovers & Border, 1990.	45
Tabela 4.2. Coeficientes da função de mapeamento de Niell, para a componente hidrostática. Fonte: Niell, 1996.	50
Tabela 4.3. Coeficientes da função de mapeamento de Niell, para a componente úmida. Fonte: Niell, 1996.	50
Tabela 6.1. Valores para os coeficientes usados nas equações (6.11), (6.12), (6.13) e (6.14). A temperatura média usada é 283,49 K.	76
Tabela 6.2a. Valores para os coeficientes da equação (6.12) nos diferentes grupos em que foram divididas as radiossondagens efetuadas na Europa. O termo T_{s_m} é a temperatura média na superfície para os diferentes conjuntos de dados.	77
Tabela 6.2b. Valores para os coeficientes da equação (6.14) nos diferentes grupos em que foram divididas as radiossondagens efetuadas na Europa. A temperatura média na superfície é a mesma da Tabela 6.2a.	77
Tabela 6.3. Possíveis fontes de erros que afetam as estimativas do I_{VV} via GPS (Fonte: Emardson, 1998).	80

Tabela 6.4. Quantidades estatísticas resultantes da comparação dos valores do <i>IWV</i> determinados pelo GPS, radiossondas (RS) e radiômetros (WVR) (Fonte: Emardson, 1998).....	83
Tabela 7.1. Distribuição temporal das radiossondagens utilizadas para a modelagem da temperatura média com relação aos locais de lançamento... 87	
Tabela 7.2. Indicativos da qualidade dos valores gerados pela equação (7.2) para cada local das radiossondagens.....	91
Tabela 8.1. Coordenadas da estação BAUR obtidas pelo GPSurvey, aplicando-se o posicionamento relativo estático.....	105
Tabela 8.2. Coordenadas da estação SAOP obtidas pelo GPSurvey, através do posicionamento relativo estático.....	106
Tabela 8.3. Coordenadas da estação SAOP obtidas pelo processamento no <i>software</i> GOA-II, aplicando o método de posicionamento por ponto de alta precisão.....	107
Tabela 8.4. Detalhes da estratégia utilizada no processamento dos dados para a determinação dos valores de <i>IWV</i>	115
Tabela 8.5. Comparação entre os valores de <i>IWV</i> obtidos pelo GPS e pelos lançamentos das radiossondas efetuados em Bauru.....	117
Tabela 8.6. Diferenças entre os valores de <i>IWV</i> gerados pelas observações GPS realizadas em São Paulo e pelas radiossondas.....	122
Tabela 8.7. Indicativos da qualidade dos valores <i>IWV</i> obtidos via GPS comparados com os gerados pelas radiossondas.....	124

Tabela 8.8. Diferenças entre os valores do D_{ZW} /GPS e os valores obtidos pelas radiossondas, na campanha realizada em Bauru.....	127
Tabela 8.9. Diferenças entre os valores do D_{ZW} /GPS e os valores obtidos pelas radiossondas, na campanha realizada em São Paulo.....	127
Tabela 8.10 Indicativos da qualidade dos valores D_{ZW} obtidos via GPS comparados com os gerados pelas radiossondas.....	128
Tabela 9.1. Indicativos da qualidade dos valores D_{ZW} obtidos ao aplicar os modelos de Hopfield e de Saastamoinen.	140
Tabela 9.2. Valores fornecidos pelos modelos avaliados ao serem aplicados valores de temperatura e pressão obtidos de forma indireta.	141

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado	Equação
IWV	Vapor d'água integrado na atmosfera	2.1
PW	Água precipitável	2.1
ρ_a	Densidade da água líquida	2.1
ρ_w	Umidade absoluta	2.2
h	Altitude geométrica	2.2
h_0	Altitude geométrica na superfície	2.2
U	Umidade relativa	2.3
T	Temperatura em <i>Kelvin</i>	2.3
e_s	Pressão de saturação do vapor d'água	2.3
R_w	Constante universal dos gases específica para o vapor d'água	2.3
e	Número neperiano	2.4
T_c	Temperatura em graus Celsius	2.4
P	Pressão atmosférica	2.5
Rm_s	Razão de mistura do ar saturado	2.5
g	Aceleração de gravidade	2.5
e	Pressão parcial do vapor d'água	2.7
T_{cu}	Temperatura no termômetro de bulbo úmido	2.8
T_{cs}	Temperatura no termômetro de bulbo seco	2.8
A	Constante psicrométrica	2.8
n	Índice de refração	3.1
c	Velocidade de uma onda eletromagnética no vácuo	3.1
v	Velocidade de uma onda eletromagnética num meio qualquer	3.1
ds	Parte infinitesimal do comprimento da trajetória de um sinal GPS	3.2

dt	Parte infinitesimal do atraso de tempo devido à influência da troposfera	3.2
S	Comprimento da trajetória efetivamente percorrida pela onda eletromagnética do satélite ao receptor	3.5
S_g	Distância geométrica de um sinal entre o satélite e o receptor	3.6
D_{TROP}	Atraso troposférico no sinal GPS gerado pelo efeito da troposfera	3.6
N	Refratividade do ar	3.7
D_{ZH}	Atraso zenital troposférico da componente hidrostática	3.9
D_{ZW}	Atraso zenital troposférico da componente úmida	3.9
mh	Função de mapeamento da componente hidrostática	3.9
mw	Função de mapeamento da componente úmida	3.9
E	Ângulo de elevação do satélite observado	3.9
P_h	Pressão parcial da componente hidrostática	3.10
Z_h	Constante de compressibilidade da componente hidrostática	3.10
Z_w	Constante de compressibilidade da componente úmida	3.10
k_1, k_2, k_3	Constantes da refratividade atmosférica.	3.10
P_i	Pressão parcial do <i>i-ésimo</i> elemento.	3.11
ρ_i	Densidade do <i>i-ésimo</i> elemento.	3.11
n_i	Número de moles do <i>i-ésimo</i> elemento presente em uma amostra	3.11
m_i	Massa do <i>i-ésimo</i> elemento presente em uma amostra	3.11
M_i	Massa molar do <i>i-ésimo</i> elemento	3.11
R	Constante universal dos gases	3.11
R_i	Constante universal dos gases específica para o <i>i-ésimo</i> elemento	3.11
V_i	Volume da amostra do <i>i-ésimo</i> elemento	3.11
ρ	Densidade do ar atmosférico	3.13
M_w	Massa molar da componente úmida	3.14

M_h	Massa molar da componente hidrostática	3.14
N_h	Refratividade da componente hidrostática	3.15
N_w	Refratividade da componente úmida	3.15
P_0	Pressão atmosférica total medida na superfície	3.19
gm	Constante gravitacional efetiva	3.20
φ	Latitude do local	3.22
T_m	Temperatura média do perfil troposférico	3.25
H_H	Altura da camada atmosférica da componente hidrostática	3.29
H_W	Altura da camada atmosférica da componente úmida	3.30
D	Fator de correção da constante gravitacional efetiva	3.34
P_p	Pressão atmosférica padrão ao nível dos mares	3.37
H	Altitude ortométrica	3.37
$T_{\varphi p}$	Temperatura padrão ao nível dos mares	3.38
RHp	Umidade relativa padrão ao nível dos mares	3.39
$F_H, F_W,$ $F_{b1}, F_{b2},$ $F_{b3} F_{b4}$	Funções determinadas através dos valores do gradiente vertical da temperatura, da altitude da inversão atmosférica e altitude da tropopausa.	4.2
D_L	Valor escalar da altura da troposfera	4.2
k	Constante de Boltzmann's	4.3
Ts_m	Temperatura média na superfície	4.3
$a_D, b_D c_D$	Coefficientes da função de mapeamento de Davis	4.6
β	Gradiente vertical da temperatura	4.7
h_T	Altura da tropopausa	4.7
e_0	Pressão parcial do vapor d'água na superfície	4.7
$a_N, b_N c_N$	Coefficientes da função de mapeamento de Niell	4.10
d	Época dada em dias do ano	4.11
D_w	Atraso troposférico gerado pela componente úmida.	4.12
α	Azimute formado pela projeção do alinhamento satélite-receptor sobre o plano horizontal cuja origem é a antena GPS	4.12

N_{m0}	Refratividade total média na superfície	4.12
G_n	Gradiente da refratividade na direção norte	4.12
G_l	Gradiente da refratividade na direção leste	4.12
\vec{x}	Vetor unitário formado pelas componentes leste e norte da direção do satélite observado	4.13
L_1	Onda portadora GPS com frequências de 1,2 GHz	5.1
L_2	Onda portadora GPS com frequências 1,5 GHz	5.1
PR	Observável GPS: pseudodistância	5.1
ϕ	Observável GPS: fase da onda portadora	5.1
dt_R	Erro do relógio do receptor em relação ao tempo GPS	5.1
dt^S	Erro do relógio do satélite em relação ao tempo GPS	5.1
D_{ION}	Atraso do sinal devido a influência da ionosfera	5.1
ε_{PR}	Resíduos nas medidas de pseudodistância	5.1
λ	Comprimento de onda da portadora	5.1
$\phi^S(t_0)$	Fase da portadora gerada no satélite na época t_0	5.1
$\phi_R(t_0)$	Fase da portadora gerada no receptor na época t_0	5.1
Ω_R^S	Ambigüidades da onda portadora	5.1
ε_ϕ	Resíduos na medida da fase da onda portadora	5.1
L_0	Combinação linear das observáveis nas portadoras L1 e L2	5.2
D_Z	Atraso zenital total da troposfera	5.3
mhw	Função de mapeamento que trata os efeitos da componente hidrostática e úmida, simultaneamente	5.3
t_0	Época inicial de referência	5.7
t	Época qualquer dentro do intervalo de coleta	5.7
\dot{D}_{ZW}	Taxa de variação D_{ZW} com relação ao tempo.	5.7
Ψ	Relação entre o D_{ZW} e o IWV	6.7
T_s	Temperatura na superfície em Kelvin	6.10
T_Δ	Temperatura na superfície subtraída da temperatura média na superfície	6.11

a_0 a_1 a_2 a_3 a_4	Coefficientes dos modelos de Emardson para relacionar o D_{ZW} e os valores de IWV .	6.11
$erro_{médio}$	Erro médio	6.15
u	Número total de pares de dados avaliados	6.15
dif	Diferença entre os valores avaliados e os valores considerados verdadeiros	6.15
σ	Desvio padrão	6.17
EMQ	Erro médio quadrático	6.18
a	Coefficiente linear da regressão linear entre T_m e T_s	7.1
b	Coefficiente angular da regressão linear entre T_m e T_s	7.1
x, y e z	Coordenadas cartesianas de uma estação qualquer	8.1
V_x, V_y e V_z	Componentes do vetor velocidade de uma estação qualquer	8.1
$\hat{\sigma}_x, \hat{\sigma}_y$ e $\hat{\sigma}_z$	Desvio padrão das coordenadas cartesianas de uma estação qualquer	...
WVR	Radiômetro de vapor d'água (<i>Water Vapor Radiometer</i>)	...

SAPUCCI, L. F. *Estimativa do vapor d'água atmosférico e avaliação da modelagem do atraso zenital troposférico utilizando GPS*. Presidente Prudente, 2001. 167p. Dissertação (Mestrado em Ciências Cartográficas) – Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista.

RESUMO

O posicionamento com GPS (*Global Positioning System*), consiste basicamente na determinação de distâncias entre satélites e receptores, obtidas por meio de observações de sinais de rádio-freqüência. Entre os vários erros que estão presentes nessas observações, encontra-se o atraso dos sinais causado pela influência do vapor d'água atmosférico. Depois de minimizados os demais erros, o atraso troposférico pode ser estimado a partir das observações GPS. Estas estimativas, além de serem utilizadas para avaliar os modelos que tratam os efeitos da troposfera, podem ser convertidas em estimativas do vapor d'água integrado na atmosfera (*IWV-Integrated Water Vapor*). Para essa conversão, utiliza-se uma relação entre essas quantidades baseada na temperatura média da coluna vertical troposférica. Este trabalho tem por objetivo apresentar a aplicação do GPS na quantificação do vapor d'água atmosférico e uma metodologia para avaliar a modelagem do atraso zenital troposférico. Para isso, campanhas de radiossondagens e coletas simultâneas de observações GPS foram realizadas. Os resultados, na estimativa do vapor d'água atmosférico, apresentaram boa compatibilidade com os valores fornecidos pelas radiossondas (EMQ de 2 kg/m^2), e são similares aos valores encontrados na literatura. Quanto à avaliação da modelagem troposférica, os resultados indicam que a metodologia proposta apresentou-se adequada.

Palavras Chave: GPS Meteorologia; GPS; Atraso Zenital Troposférico; *IWV*; *PW*; Vapor D'água Atmosférico; Modelagem Troposférica.

SAPUCCI, L. F. *Estimativa do vapor d'água atmosférico e avaliação da modelagem do atraso zenital troposférico utilizando GPS*. Presidente Prudente, 2001. 167p. Dissertação (Mestrado em Ciências Cartográficas) – Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista.

ABSTRACT

The GPS (Global Positioning System) positioning basically consists on determining the distances between satellites and receivers that are obtained by observing radio-frequency signals. There are several errors present in these observations. Among them we can find the delay of those signals caused by atmospheric water vapor. The tropospheric delay can be estimated by GPS observations processing after minimizing other errors. These estimates can be used to evaluate the models that attempt to reduce the tropospheric effects and may also be transformed into estimates of integrated water vapor (*IWV*). In this transformation is used a relationship between the delay and *IWV* values based on the tropospheric mean temperature. The main aims of this work are to present the GPS application related to atmospheric water vapor quantification and to propose a methodology to evaluate the zenithal tropospheric delay modeling. Launching radiosonde campaigns with simultaneous collections of GPS observations were accomplished. The results obtained by comparison the *IWV* values derived by GPS and radiosondes presented good compatibility ($EMQ 2 \text{ kg/m}^2$), which are similar to those found in the literature. The results supplied in the evaluation of tropospheric models indicated that the proposed methodology is adequate.

Keywords: GPS Meteorology; GPS; Zenithal Tropospheric Delay; *IWV*; PW; Atmospheric Water Vapor; Tropospheric Model.

1. INTRODUÇÃO

A troposfera é a camada mais superficial da atmosfera, com espessura média de aproximadamente 12 *km*. Ela possui uma alta concentração de substâncias gasosas como o nitrogênio, oxigênio, dióxido de carbono, argônio e vapor d'água entre outros gases, contendo aproximadamente 70% da massa total da atmosfera. Trata-se do local onde ocorre a maioria dos fenômenos meteorológicos.

O vapor d'água atmosférico, apesar de ter uma baixa concentração (máxima de 4% em volume), desempenha um papel importante na preservação da vida no planeta. Ele é responsável por parte do efeito estufa da atmosfera ao absorver o calor irradiado pela superfície terrestre, mantendo-a aquecida. Além disso, participa do ciclo hidrológico, alimentando chuvas e tempestades, e está relacionado a processos vitais dos seres vivos, na troca de energia com o meio.

Devido a sua importância, diversos métodos foram desenvolvidos para medir e monitorar o comportamento do vapor d'água integrado na atmosfera (*IWV-Integrated Water Vapor*). Surgiram desde técnicas simples, a partir de medidas superficiais de temperatura e pressão, até métodos de alta precisão, que empregam dispositivos sofisticados como radiômetros e radiossondas.

1.1. Contextualização do trabalho

As radiossondas ou radiômetros aplicados na quantificação do *IWV*, apesar de fornecerem valores com boa precisão, são técnicas onerosas e, por isso, muitas vezes inadequadas para a determinação da variação temporal e espacial do vapor d'água atmosférico.

Técnicas espaciais modernas de posicionamento geodésico, nas quais sinais de radiofrequência emitidos por objetos no espaço e recebidos por receptores localizados na superfície da Terra, têm sido usadas para determinar a quantidade do vapor d'água na troposfera. Dentre elas, destaca-se o GPS (*Global Positioning System*), bastante difundido no meio comercial, militar e acadêmico.

O GPS consiste de uma constelação de satélites que transmitem sinais de rádio frequência para um grande número de usuários equipados com receptores GPS para fins de navegação, para determinação do tempo e para posicionamento geodésico, dentre outras aplicações. Sua utilização para a determinação do *IWV* é possível porque os sinais sofrem influências do vapor d'água presente na troposfera ao se propagarem através da mesma. Essa influência resulta em um atraso, denominado atraso troposférico, que pode ser estimado a partir das observações GPS efetuadas por um receptor na superfície da Terra. Como consequência, o *IWV* pode ser quantificado através do uso de uma relação matemática, baseada na forte correlação entre o atraso troposférico e a quantidade de vapor d'água presente na troposfera no momento da observação. Dessa forma, o GPS apresenta-se como uma alternativa promissora na estimativa do *IWV*. Sua eficácia foi largamente comprovada pela comparação de seus resultados com os

gerados pelo uso de radiômetros e radiossondas. Esta aplicação GPS, apesar de estar sendo bastante utilizada em diversos países (Bevis *et al.*, 1992; Duan *et al.*, 1996; Emardson, 1998; Reigber *et al.*, 2001; Pacione *et al.*, 2001, entre outros trabalhos), não tem sido explorada no Brasil. Até onde se sabe, em termos de Brasil, o presente trabalho é pioneiro.

Além de possibilitar a determinação do *IWV*, as estimativas do atraso troposférico, a partir das observações GPS, podem fornecer condições favoráveis para a avaliação dos modelos que visam minimizar os efeitos da troposfera sobre a propagação de sinais eletromagnéticos. Os modelos são compostos por funções matemáticas que determinam valores do atraso troposférico na direção zenital a partir de medidas de temperatura e pressão observadas na superfície.

Os modelos que tratam do atraso zenital troposférico são basicamente dois: o de Hopfield (Seeber, 1993) e o de Saastamoinen (Saastamoinen, 1973) e foram desenvolvidos a partir de extensivos conjuntos de observações meteorológicas. Os locais onde foram realizadas essas observações se concentraram no hemisfério norte devido ao reduzido número de estações meteorológicas existentes no hemisfério sul na época em que tais modelos foram desenvolvidos. O fato da área ocupada pelos oceanos ser maior que as áreas continentais, e a infraestrutura meteorológica precária na maioria dos países do hemisfério sul podem justificar o reduzido número de estações.

Considerando esses fatos, é importante conhecer qual dos modelos citados fornece os melhores resultados na determinação do atraso zenital

troposférico, em áreas do território brasileiro. Apesar de existirem técnicas sofisticadas que tratam o atraso zenital troposférico, empregando processos estocásticos, há diversos *softwares* de processamento de dados GPS que não possuem tal recurso. Nesses casos, o atraso troposférico é obtido somente com a utilização dos modelos matemáticos, necessitando empregar aqueles que fornecem os melhores resultados.

1.2. Objetivos

Os objetivos gerais deste trabalho são:

- Investigar a aplicação do GPS no intuito de proporcionar informações meteorológicas, mais especificamente na quantificação do vapor d'água atmosférico;
- Propor uma metodologia que possa contribuir na melhoria da modelagem dos efeitos da troposfera sobre a propagação dos sinais eletromagnéticos, envolvendo, para tanto, processos estocásticos e *softwares* científicos.

Os objetivos específicos são:

- Atestar a qualidade das estimativas do vapor d'água atmosférico utilizando GPS, por meio de uma comparação com os valores fornecidos por radiossondagens;
- Investigar os resultados fornecidos pelos modelos de Hopfield e Saastamoinen na modelagem do atraso zenital troposférico, ao ser aplicada a metodologia proposta em um determinado experimento, em que valores desse atraso são estimados a partir de dados GPS;

- Fazer uma extensa revisão bibliográfica sobre a principal influência da troposfera na propagação de sinais de rádio-freqüência, que é o atraso troposférico, e a metodologia aplicada na quantificação do vapor d'água através de observações GPS, contribuindo, assim, com a literatura em língua portuguesa sobre o assunto.

1.3. Conteúdo do trabalho

Para atingir os objetivos propostos é necessário tratar alguns conceitos relacionados à teoria em questão, bem como o equacionamento do problema envolvido. Para isso, o presente trabalho contém uma revisão bibliográfica sobre o assunto e resultados obtidos pela comparação com valores gerados pela utilização de radiossondas. Seu conteúdo foi dividido em diversos capítulos, cuja breve descrição se segue:

- O Capítulo 1 faz uma introdução, ressaltando a importância do presente trabalho, além de apresentar sua contextualização, seus objetivos e o seu conteúdo;
- O Capítulo 2 evidencia a importância do vapor d'água atmosférico para a vida do planeta e trata sua distribuição espacial. Além disso, apresenta as técnicas convencionais utilizadas na determinação do vapor d'água atmosférico e no seu monitoramento;
- O Capítulo 3 apresenta a influência dos gases atmosféricos sobre os sinais GPS, o conceito de refatividade do ar, a discussão dos diferentes

comportamentos das componentes hidrostática e úmida da troposfera e suas respectivas modelagens;

- O Capítulo 4 trata das variações verticais e horizontais da refratividade do ar na modelagem do atraso troposférico, em que estão inseridas as funções de mapeamento e o gradiente da refratividade do ar;
- O Capítulo 5 aborda os métodos utilizados na obtenção do atraso zenital troposférico gerado pela influência do vapor d'água a partir das observações GPS, assim como o processo estocástico envolvido nesses métodos;
- O Capítulo 6 abrange a relação existente entre o atraso troposférico e o *IWV*, as principais fontes de erros presentes na estimativa do vapor d'água atmosférico obtidos pelo GPS e o resultado da comparação com outras técnicas;
- O Capítulo 7 apresenta uma regressão linear entre a temperatura média da coluna troposférica e a temperatura na superfície, utilizando 421 radiossondas lançadas em três cidades brasileiras;
- O Capítulo 8 descreve os detalhes e apresenta os resultados de dois experimentos em que dados GPS foram coletados simultaneamente à realização de uma campanha de radiossondagem. Tais resultados se referem à comparação dos valores de *IWV* e do atraso zenital troposférico fornecidos por ambas as técnicas;
- O Capítulo 9 apresenta uma metodologia para a avaliação da modelagem do atraso zenital troposférico nas componentes hidrostática e úmida utilizando dados GPS e observações meteorológicas de superfície;

- O Capítulo 10 contém as conclusões geradas a partir dos resultados obtidos e da revisão bibliográfica realizada. Além disso, são apresentadas algumas recomendações que visam auxiliar os trabalhos futuros referentes ao assunto abordado.

Como complemento, são apresentados no final desta dissertação alguns Apêndices que trazem informações adicionais ao texto. São eles:

- O Apêndice A contém gráficos mostrando a relação da temperatura média pela temperatura superficial para cada um dos locais de lançamento das 421 radiossondas utilizadas no Capítulo 7;
- O Apêndice B apresenta as rotinas em linguagem FORTRAN dos programas desenvolvidos para processar os dados das radiossondagens a fim de obter valores de IWV e valores do atraso zenital troposférico da componente úmida;
- O Apêndice C apresenta figuras contendo os perfis atmosféricos das radiossondas lançadas no experimento descrito no Capítulo 8. Tais perfis se referem aos valores de temperatura e IWV em função das variações de altitude.

2. VAPOR D'ÁGUA ATMOSFÉRICO

O vapor d'água atmosférico é altamente variável em quantidade, dependendo da disponibilidade de água no local e da energia térmica existente no meio. Apesar de ser um elemento de difícil previsão, pois varia temporalmente e espacialmente, ele é de grande importância, tanto no aspecto físico, associado às suas características moleculares, como no aspecto fisiológico, decorrente da dependência que os seres vivos têm pelo mesmo. Neste capítulo, serão tratados o papel do vapor d'água nos processos atmosféricos, sua distribuição e as técnicas atualmente utilizadas para a sua quantificação e monitoramento.

2.1. O papel do vapor d'água atmosférico

Considerando as diversas funções que o vapor d'água atmosférico desempenha junto à superfície terrestre, pode-se afirmar que ele é um dos mais importantes componentes que constitui a atmosfera. Sua presença é absolutamente indispensável para toda a espécie de vida na Terra, pois está intimamente relacionado com processos físicos fisiológicos vitais de plantas e animais, quando os mesmos trocam energia com o meio (Ometo, 1981). Esse processo é denominado evapotranspiração e está relacionado não só com a presença, mas, principalmente, com a quantidade do vapor d'água na atmosfera.

Apesar da concentração do vapor d'água ser pequena, variando de valores próximos a zero, nas regiões desérticas e até 4% em volume, nas regiões tropicais, é um elemento crucial no ciclo hidrológico. Ele transfere a água da superfície de uma dada região para a atmosfera e a retorna sob a forma de água

líquida (chuva), em uma outra região. Devido às diferenças de pressão e temperatura, o ar é forçado a subir para as camadas superiores da atmosfera, e o vapor d'água nele presente se condensa ao encontrar temperaturas mais baixas, formando as nuvens e transferindo calor para a atmosfera superior. Dessa forma, ele alimenta as chuvas e tempestades, assim como outros fenômenos atmosféricos, como tufões e os furacões, cujas previsões são de extrema importância para a segurança do homem (Vianello & Alves, 1991).

O vapor d'água também desempenha o papel de um agente termo-regulador da atmosfera ao absorver a radiação solar infravermelha (Vianello & Alves, 1991), impedindo, assim, que as camadas de ar junto ao solo se resfriem em demasia à noite, como ocorre nas regiões desérticas. Além disso, ele aquece a atmosfera, pois, ao passar do estado líquido para o estado gasoso, absorve calor do ar circunvizinho e, ao retornar para a fase líquida, libera o calor latente^{2.1} acumulado.

2.2. Distribuição do vapor d'água atmosférico

A concentração do vapor d'água na atmosfera decresce rapidamente com o aumento da altitude, de forma que a massa total se encontra na camada atmosférica, localizada nos primeiros quilômetros acima da superfície terrestre. Valores de pressão parcial do vapor d'água correspondentes a 50% dos valores medidos na superfície são encontrados a apenas 2 quilômetros acima dela,

^{2.1} O calor latente é a quantidade de calor fornecido por unidade de massa de um determinado líquido para que o processo de mudança de fase seja mantido.

e valores de 10% são encontrados em pontos localizados a 5 quilômetros acima da superfície.

De forma geral, assim como no aumento da altitude, o vapor d'água também decresce com o aumento da latitude. Sua concentração no equador é 10 vezes maior que sua concentração nos pólos, pois o ar aquecido pode conter uma maior fração de vapor d'água que o ar frio. A ascensão e o declínio da concentração do vapor d'água na atmosfera estão associados às variações da temperatura de saturação do vapor d'água. Na Figura 2.1, são apresentados valores da razão entre a massa de vapor d'água e a massa do ar, denominada umidade específica (ρ_w) em função da altitude, para diferentes latitudes.

A quantidade de vapor d'água atmosférico presente acima de um dado ponto na superfície da Terra é usualmente declarada como uma massa de vapor d'água integrada verticalmente por unidade de área, cuja unidade de medida no SI (Sistema Internacional) é o quilograma por metro quadrado (kg/m^2). No entanto, há uma outra forma de expressar tal quantidade, através da altura de uma coluna equivalente de água líquida, em unidade de milímetros. Como as medidas têm diferentes dimensões, na literatura, são tratadas por nomes distintos. Chama-se vapor d'água integrado (*IWV*), quando se refere à massa de vapor d'água por unidade de área, e, água precipitável (*PW- Precipitable Water*), quando se refere à altura de uma coluna equivalente de água líquida na superfície (Bevis *et al.*, 1992). Uma relação entre elas pode ser expressa da seguinte forma:

$$PW = \frac{IWV}{\rho_a}, \quad (2.1)$$

sendo que ρ_a é densidade da água líquida.

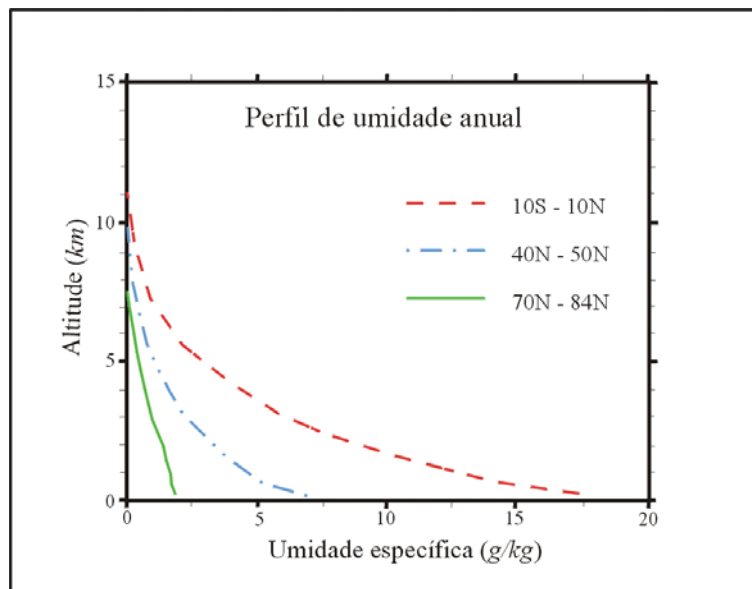


Figura 2.1. Perfis de umidade específica para condições médias anuais nas latitudes 10S-10N, 40-50N e 70-84N. (Fonte: Hartman, 1994).

Os efeitos da presença do vapor d'água na atmosfera e suas influências na vida humana estão intimamente relacionados com as variações da sua distribuição sob a superfície terrestre. Para melhorar as técnicas atuais de previsão do tempo é necessário conhecer essas variações através de sua quantificação e monitoramento.

2.3. Técnicas convencionais de quantificação do vapor d'água atmosférico

A determinação do *IWV* sobre uma localidade é obtida pela integral da umidade absoluta (ρ_w) desde a superfície (h_0), até a altitude em que a presença do vapor d'água é considerável (h), em uma coluna de ar de seção transversal unitária (Vianello & Alves, 1991), ou seja:

$$I WV = \int_{h_0}^h \rho_w dh . \quad (2.2)$$

Os valores de ρ_w , ao longo da coluna vertical, são obtidos convencionalmente por meio de medidas diretas, utilizando-se equipamentos especiais, ou indiretas, com o emprego de perfis gerados através de modelos numéricos de previsão do tempo e satélites.

As limitações dos métodos de quantificação do vapor d'água atmosférico são uma das maiores fontes de erros nas previsões de diversos fenômenos meteorológicos. Por isso, muitos pesquisadores da área de climatologia e meteorologia têm desenvolvido uma variedade de técnicas destinadas a medir a distribuição horizontal e vertical do vapor d'água. Entre essas técnicas pode-se destacar as mais eficientes e utilizadas atualmente, que são aquelas que empregam radiossondas ou radiômetros de vapor d'água (*WVR-Water Vapor Radiometer*). Além desses sofisticados métodos, existem outros mais simples, no entanto muito menos precisos. Um deles utiliza-se as medidas de temperatura e pressão na superfície, coletadas por estações meteorológicas. Para compreender as diferentes formas de determinar o *I WV*, cabem aqui algumas considerações.

2.3.1. Determinação do *I WV* utilizando as radiossondas

As radiossondas são balões equipados com sensores meteorológicos e um sistema de rádio transmissor. Ao serem lançadas, percorrem as camadas atmosféricas, enviando para bases terrestres, via sinal de rádio,

medidas de altitude, temperatura, pressão e umidade relativa do ar. Em versões mais sofisticadas medem também a velocidade e a direção do vento. A partir de tais medidas, é possível determinar a quantidade de vapor d'água presente na atmosfera (*IWV*) com uma boa precisão (Emardson, 1998). Para tanto, aplicá-se uma integração numérica dos valores de densidade do vapor d'água (ρ_w) ao longo da altitude h , utilizando a equação (2.2).

A determinação dos valores de ρ_w , a partir das medidas efetuadas por uma radiossonda, é obtida pela utilização da equação de estado para um gás ideal da seguinte forma:

$$\rho_w = U e_{su} \frac{1}{R_w T}, \quad (2.3)$$

em que U é a unidade relativa, T é a temperatura em *Kelvins* (ambas as medidas pontuais), e_{su} é a pressão de saturação do vapor d'água (em *hPa*) e R_w é a constante específica para esse gás ($R_w = 461,5181 \text{ J/kgK}$).

Quanto à pressão de saturação (e_{su}), existem na literatura várias expressões para seu cálculo, que são extensas e inapropriadas para esse tipo de aplicação. No entanto, a expressão apresentada por Tetens, apesar de simples, mostra ótimos resultados, e é utilizada na maioria das aplicações meteorológicas. Usando a temperatura em graus Celsius (T_c) e obtendo a pressão de saturação em *hPa*, a equação de Tetens pode ser expressa como (Vianello & Alves, 1991):

$$e_{su} = 6,1078 \times 10^{\left(\frac{7,5 T_c}{237,3 + T_c}\right)}, \quad (2.4a)$$

ou

$$e_{Su} = 6,1078 e^{\left(\frac{17,269 T_c}{237,3+T_c}\right)}, \quad (2.4b)$$

onde e da equação (2.4b) se refere ao número neperiano.

Além da equação (2.3), existe uma outra forma bastante similar a essa de se obter valores de ρ_w a partir das radiossondas, baseada na razão de mistura entre o vapor d'água e o ar, denominada razão de mistura do ar saturado (Rm_s). Essa outra forma utiliza os valores de pressão atmosférica (P) medidos pelas radiossondas e é dada por:

$$\rho_w = \frac{Rm_s P}{g}, \quad (2.5)$$

onde g é a aceleração da gravidade (m/s^2). A razão de mistura do ar saturado é obtida pela equação:

$$Rm_s = \frac{0,622 e_{Su}}{P - e_{Su}}, \quad (2.6)$$

onde e_{Su} é a pressão de saturação obtida pela equação (2.4a) ou (2.4b).

Apesar das radiossondas apresentarem várias vantagens, principalmente quanto à boa resolução vertical, também apresentam sérias desvantagens. A principal delas é o alto custo desses dispositivos (cerca de U\$180 por lançamento), o que restringe o número de estações envolvidas e o número de lançamentos diários (freqüentemente são dois lançamentos: às 00h e às 12h UTC).

2.3.2. Determinação do *IWV* utilizando os radiômetros

O radiômetro de vapor d'água (WVR) é um instrumento que mede a radiação produzida pelo vapor d'água atmosférico, podendo estimar com boa precisão valores de *IWV* ao longo de uma dada linha reta. Isso é obtido por intermédio de medidas da temperatura de brilho do céu, efetuadas por ondas eletromagnéticas de duas ou mais frequências.

O algoritmo usado para obter valores do *IWV* a partir das observações da temperatura de brilho do céu, contém parâmetros cujos valores são modelados a partir de dados meteorológicos na superfície. A modelagem desses parâmetros está baseada em coeficientes estimados a partir de perfis de radiossondagens locais.

Na atualidade há vários satélites equipados com radiômetros de múltiplos canais que fazem varredura por faixas da superfície terrestre, determinando com boa precisão a distribuição espacial do vapor d'água integrado verticalmente na atmosfera. Um exemplo desses satélites é o denominado NINBUS 7, pertencente ao sistema NOAA (*National Center for Environmental Prediction*).

Apesar dos bons resultados, essa técnica apresenta sérias complicações, quando se deseja determinar o *IWV* sobre áreas continentais a partir de bases espaciais. Nesse caso, seu desempenho é prejudicado pela alta variação de temperatura que ocorre sobre as superfícies cobertas por terra. Devido a esse fato, os WVRs em bases espaciais têm sido mais utilizados sobre áreas oceânicas (Bevis *et al.*, 1992).

Um outro problema ocorre com a presença de nuvens, que afeta tanto as medidas dos WVRs instalados em bases terrestres, como os instalados em bases espaciais. Com a presença das nuvens, a temperatura pode mudar bruscamente, passando de 20°C, na superfície terrestre, para -50°C no topo dessas nuvens. Essa mudança do cenário da temperatura, apesar de importante, não é facilmente detectada. Em princípio, é possível modelar esses efeitos, mas em muitos casos pode haver complicações exigindo muito trabalho. Os WVRs instalados em bases terrestres, não são afetados por nuvens moderadas, no entanto, nuvens pesadas podem degradar sua performance significativamente.

Os WVRs em bases terrestres apresentam bons resultados na determinação temporal do *IWV*, mas resultados insatisfatórios na determinação espacial do *IWV*, enquanto que os WVRs em bases espaciais têm características opostas (Bevis *et al.*, 1992).

2.3.3. Determinação do *IWV* utilizando medidas de superfície

Como as técnicas mencionadas anteriormente apresentam custos elevados em sua utilização, alternativamente existem expressões empíricas que permitem obter valores do *IWV* através de medidas de superfície de rotina, nas estações meteorológicas. Um exemplo disso é o caso da fórmula de Hann, que permite estimar *IWV* da seguinte forma (Vianello & Alves, 1991):

$$IWV = 2,5 e \rho_a, \quad (2.7)$$

onde e é pressão parcial do vapor d'água, calculada a partir de medidas de superfície.

Nesse caso, o valor de e é obtido através da utilização de um psicrômetro, aparelho meteorológico constituído de dois termômetros absolutamente iguais, sendo que um deles tem o bulbo constantemente umedecido. O fluxo de ar sobre os bulbos dos termômetros pode ser forçado (psicrômetro aspirado) ou não (psicrômetro de ventilação natural). Com a evaporação da água presente na superfície do bulbo úmido, este registra uma temperatura inferior (T_{cu}) do que aquela registrada pelo bulbo seco (T_{cs}). A diferença ($T_{cs}-T_{cu}$), denominada depressão psicrométrica, é diretamente proporcional à quantidade de evaporação que, por sua vez, é inversamente proporcional à umidade do ar (Vianello & Alves, 1991).

A partir das medidas psicrométricas, o valor da pressão parcial do vapor d'água (e) pode ser obtido ao aplicar a fórmula:

$$e = e_{su} - A P (T_{cs} - T_{cu}), \quad (2.8)$$

onde P é a pressão atmosférica e A é denominada constante psicrométrica. A constante A assume os seguintes valores: $6,7 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, para psicrômetros aspirados, e $8,0 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, para os não aspirados. A pressão de saturação (e_{su}) é obtida ao aplicar as equações (2.4a) ou (2.4b), utilizando-se o valor da temperatura do termômetro de bulbo úmido (T_{cu}).

Assim, utilizando-se as equações (2.7), (2.8) e (2.4a) ou (2.4b) obtém-se a quantidade de vapor d'água integrado (I_{WV}), com apenas as medidas fornecidas por um psicrômetro e um barômetro. Porém, como já foi destacado sua

precisão é baixa, sendo inapropriado para o monitoramento adequado do *IWV*, necessitando para isso técnicas mais sofisticadas.

2.4. Monitoramento do vapor d'água atmosférico

O comportamento do vapor d'água atmosférico em uma determinada área pode ser conhecido pelo emprego de técnicas que determinam valores de *IWV* com boa precisão, em pequenos intervalos de tempo e em vários pontos distribuídos ao longo desta área de interesse. Monitorar as variações temporais e espaciais do vapor d'água atmosférico é importante para os meteorologistas e climatologistas. Na meteorologia, o monitoramento do *IWV* em tempo real pode contribuir na melhoria da qualidade das previsões do tempo, pois a baixa precisão e a falta de continuidade na obtenção dos valores do *IWV* são algumas das maiores fontes de erros na previsão da precipitação pluviométrica (Kuo *et al.*, 1993, 1996). Para a climatologia, este monitoramento é muito importante para os estudos das influências das variações da distribuição do vapor d'água sobre a superfície terrestre no clima de uma dada região (Bevis *et al.*, 1992).

No entanto, os métodos convencionais que fornecem com precisão o valor do *IWV*, como as radiossondas e os radiômetros, são técnicas muito onerosas, sendo, portanto, inadequadas para determinar a variação temporal e espacial do vapor d'água atmosférico, pois, como visto anteriormente, seu alto custo restringe o número de lançamentos diários, no caso das radiossondas, e o número de estações, no caso dos radiômetros (Bevis *et al.*, 1992).

Frente a esse quadro, o GPS apresenta-se como uma boa alternativa, pois oferece a melhor relação custo-benefício, se levadas em consideração as já existentes redes de receptores de coleta contínua. Essas redes foram implantadas por geodestas e geofísicos com o intuito de expandir as potencialidades do GPS, aplicando-o em atividades que requerem alta precisão. Atualmente essas redes tiveram grande expansão, principalmente na América do Norte, Europa e Japão. Empregando tais redes, os meteorologistas podem ter, ininterruptamente, informações quanto à distribuição temporal e espacial de vapor d'água na atmosfera. A temporalidade dessas informações está relacionada com a continuidade da coleta dos dados, e a distribuição espacial com a densificação dessas redes de receptores.

3. ATRASO TROPOSFÉRICO

Dentre os vários fatores que afetam os métodos de posicionamento geodésico utilizando GPS estão os efeitos causados pela troposfera. Desde o início da utilização das ondas eletromagnéticas para a determinação de distâncias na superfície da Terra, já se estudavam as influências do meio troposférico na propagação de tais sinais, bem como formas de reduzir seus efeitos. Em consequência disso, hoje já são conhecidos vários efeitos causados pela troposfera terrestre sobre os sinais GPS: atenuação atmosférica, cintilação troposférica e o atraso troposférico.

A atenuação é a diminuição da potência da onda eletromagnética, exercida por um dos elementos que constituem a atmosfera, sendo esse elemento diferente para cada frequência. Em bandas de frequência de 1 a 2 GHz, que é o caso do GPS, a atenuação é exercida predominantemente pelo oxigênio. Já a cintilação é uma oscilação na amplitude da onda eletromagnética, causada por irregularidades e variações bruscas no índice de refração troposférica. Os efeitos da cintilação nos sinais GPS são as alterações na fase de batimento da onda portadora no receptor. Para pequenos ângulos de elevação e curta fração de tempo, a atenuação e a cintilação troposférica podem ser significativas, mas, para ângulos acima de 10° e períodos relativamente longos, tais efeitos são muito pequenos, sendo freqüentemente negligenciados. Isso já não ocorre com o atraso troposférico, que gera erros nas observações GPS em escalas maiores e, por isso, deve ser tratado de forma adequada.

Existem dois grandes atrasos ocasionados pela troposfera. O primeiro, e maior, é gerado pela influência da atmosfera hidrostática, principalmente, pela influência do nitrogênio e do oxigênio. Este atraso é de aproximadamente 2,3m e varia conforme a temperatura, a latitude e a pressão atmosférica. No entanto, é determinado com razoável precisão, pois sua variação é pequena (Spilker, 1994). O segundo efeito é o ocasionado pela atmosfera úmida, ou seja, pela influência do vapor d'água atmosférico. Tal atraso é geralmente menor, representando cerca de 10% do atraso troposférico total. Porém, sua variação temporal e espacial é muito maior, chegando a 20% em poucas horas, o que torna impossível uma previsão adequada, a partir de medidas da umidade na superfície (Spilker, 1994).

O atraso troposférico é causado pela variação do índice de refração (n) dos gases atmosféricos em relação ao espaço livre. Entende-se por índice de refração o valor com o qual é medida a capacidade de um meio causar mudanças na direção e alteração da velocidade de uma onda eletromagnética que por ele se propaga. Em outras palavras, o índice de refração (n) é a razão entre as velocidades da onda no vácuo (c) e a sua velocidade em um meio qualquer (v), isto é:

$$n = \frac{c}{v}. \quad (3.1)$$

A variação do índice de refração do ar na atmosfera causa, na trajetória do sinal GPS, uma leve curvatura se comparada à trajetória geométrica

(S_g) entre um satélite qualquer e um receptor usuário na superfície da terra, como mostra, de forma exagerada, a Figura 3.1.

Seja ds uma parte infinitesimal do comprimento da trajetória (S) do sinal GPS, ilustrado na Figura 3.1, então, há um atraso de tempo dt devido à influência da troposfera, tal que:

$$v = \frac{ds}{dt}, \quad (3.2)$$

onde v é a velocidade média pontual do sinal. Como nesse ponto, v é diferente de c , então existe um índice de refração pontual (n). A partir das equações (3.1) e (3.2) tem-se o atraso de tempo dt , nesse ponto, da seguinte forma:

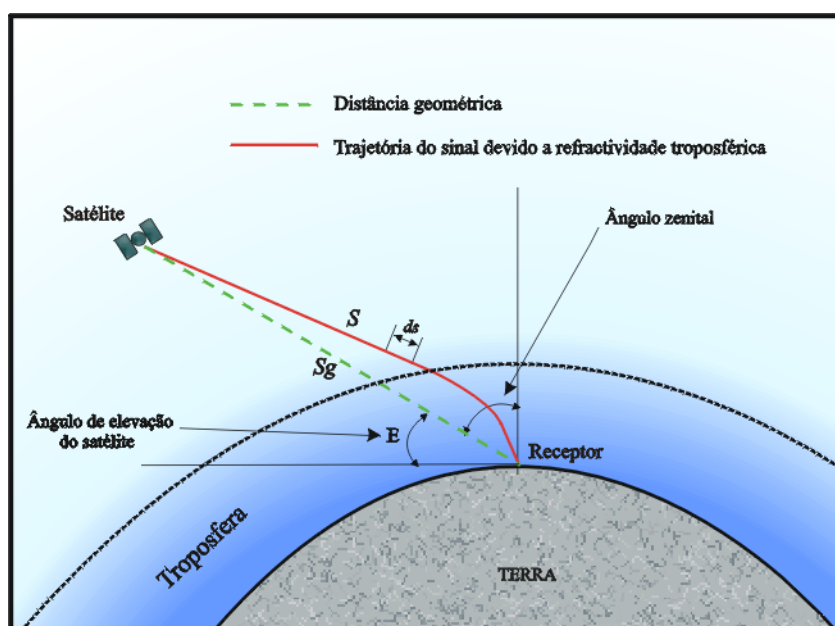


Figura 3.1. Esquema ilustrativo de um sinal GPS se propagando na atmosfera, desde um satélite até um receptor localizado na superfície terrestre. A trajetória curva (traço contínuo) difere da distância geométrica (traço intermitente) devido à influência dos gases que compõem a troposfera.

$$dt = \frac{n ds}{c} . \quad (3.3)$$

A distância equivalente é dada por:

$$c dt = n ds . \quad (3.4)$$

Aplicando uma integração em ambos lados da equação (3.4), chega-se ao comprimento da trajetória (S), que é o caminho efetivamente percorrido pela onda eletromagnética desde o satélite até o receptor, em função do índice de refração:

$$S = \int n ds . \quad (3.5)$$

A diferença entre a distância atual S e a distância geométrica S_g é o atraso D_{TROP} , gerado pelo efeito da troposfera:

$$D_{TROP} = S - S_g = \int n ds - \int ds = \int (n - 1) ds . \quad (3.6)$$

Como n tem valores muito próximos da unidade, é conveniente expressá-lo através de uma outra grandeza, denominada refratividade do ar (N), dada por:

$$N = (n - 1) 10^6 . \quad (3.7)$$

Substituindo (3.7) em (3.6), tem-se:

$$D_{TROP} = 10^{-6} \int N ds . \quad (3.8)$$

A refratividade do ar é uma função da temperatura, da pressão parcial do ar hidrostático e da pressão parcial do vapor d'água, e seu valor varia

em função da altitude (h). Assim, a refratividade está relacionada com a coluna vertical da atmosfera, devendo ser integrada na equação (3.8) com relação à variável h , dentro da altura efetiva da troposfera. Dessa forma, o resultado será o atraso troposférico na direção zenital que, devido ao comportamento diferenciado dos gases hidrostáticos e do vapor d'água, é dividido em atraso zenital da componente hidrostática e atraso zenital da componente úmida.

Como a espessura da camada da troposfera, que a trajetória do sinal atravessa, é proporcional ao ângulo de elevação do satélite, há a necessidade de relacionar o atraso zenital das diferentes componentes da atmosfera com o ângulo de elevação do satélite observado. Portanto, o atraso D_{TROP} é melhor aproximado, por uma soma dos efeitos das componentes hidrostática e úmida multiplicadas por suas respectivas funções de mapeamento. De forma simplificada, tem-se:

$$D_{TROP} = D_{ZH} mh(E) + D_{ZW} mw(E), \quad (3.9)$$

onde D_{ZH} representa o atraso zenital da componente hidrostática, D_{ZW} representa o atraso zenital da componente úmida, $mh(E)$ e $mw(E)$ são as funções de mapeamento que relacionam o atraso das componentes hidrostática e úmida, respectivamente, com o ângulo de elevação (E) do satélite.

A equação (3.9) apresenta, em dois passos, a estratégia utilizada para a simplificação e modelagem do atraso troposférico. O primeiro é a determinação do atraso na direção zenital, que está em função do perfil da coluna atmosférica sobre a estação e, por consequência, dos valores de pressão e

temperatura ao longo dela. O segundo passo é relacionar o atraso na direção zenital com o ângulo de elevação e azimute do satélite observado, utilizando uma função de mapeamento e o gradiente de refratividade, uma vez que, no caminho efetivo do sinal, não se conhecem os parâmetros troposféricos. O gradiente tem por função tratar as variações horizontais da refratividade da componente úmida. Ela pode ser considerada presente, de forma implícita, no termo $mw(E)$ da equação (3.9). O tratamento adequado da refratividade do ar será apresentado no próximo capítulo, pois dele depende a determinação correta do atraso troposférico.

Para analisar o atraso (D_{TROP}) em uma onda eletromagnética ao atravessar a troposfera, é necessário antes investigar o comportamento da refratividade com relação à variação da altitude dentro do intervalo da altura efetiva dessa camada atmosférica. Esse resultado é utilizado para determinar o atraso zenital da componente hidrostática (D_{ZH}) e o atraso zenital da componente úmida (D_{ZW}).

3.1. Refratividade da atmosfera

Entre as várias fórmulas utilizadas para descrever a refratividade do ar, a mais acurada foi desenvolvida por Thayer (Davis *et al.*, 1985) e é dada por:

$$N = k_1 \frac{P_h}{T} Z_h^{-1} + k_2 \frac{e}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{e}{T^2} Z_w^{-1}, \quad (3.10)$$

onde P_h é pressão parcial da componente hidrostática e os termos Z_h^{-1} e Z_w^{-1} são, respectivamente, o inverso da constante de compressibilidade das componentes hidrostática e úmida. As constantes k_1 , k_2 e k_3 são valores obtidos experimentalmente e são apresentados na Tabela 3.1, juntamente com as demais constantes utilizadas neste trabalho.

O primeiro termo da equação (3.10) representa o efeito do momento dipolar induzido, ocasionado pela influência dos elementos que compõem a atmosfera não ionizada. Os seus principais componentes são: nitrogênio, oxigênio, argônio, dióxido de carbono, neônio, hélio, xenônio e criptônio. Eles podem ser tratados em conjunto, em um único termo na equação (3.10), porque a razão da mistura desses gases na atmosfera permanece praticamente constante (Davis *et al.*, 1985). Considerando o peso molar de cada componente e sua fração em volume, pode-se chegar ao valor da massa molar do ar hidrostático, M_h (Tabela 3.1). O segundo termo da equação (3.10) representa o mesmo efeito do momento dipolar induzido para o vapor d'água, e o terceiro representa o efeito do momento dipolar permanente da molécula de água.

As constantes de compressibilidade na equação (3.10) são necessárias para descrever, através da equação de estado, o comportamento de um gás não ideal, como é o caso das componentes hidrostática e úmida. Dessa forma, para uma amostra de um i -ésimo componente da atmosfera, tem-se:

$$P_i V_i = n_i RT Z_i, \quad (3.11a)$$

$$P_i = \frac{m_i}{V_i} \frac{R}{M_i} T Z_i, \quad (3.11b)$$

$$P_i = \rho_i R_i T Z_i, \quad (3.11c)$$

Tabela 3.1. Relação dos valores das constantes utilizadas neste trabalho, suas incertezas, unidades de medida e as fontes consultadas.

Constantes Utilizadas	Valor	Incerteza	Unidade de medida	Fonte
k_1	77,600	$\pm 0,05$	K/hPa	Bevis <i>et al.</i> , 1994
k_2	70,400	$\pm 2,2$	K/hPa	Bevis <i>et al.</i> , 1994
k_3	373900	± 1200	K^2/hPa	Bevis <i>et al.</i> , 1994
k'_2	22,1	$\pm 2,2$	K/hPa	Bevis <i>et al.</i> , 1994
Densidade da água líquida (ρ_a)	1.000	...	kg/m^3	Resnick & Halliday, 1984
Velocidade da luz no vácuo (c)	299.792.458	0,004 ppm	m/s	Resnick & Halliday, 1984
Massa molar dos gases hidrostáticos (M_h)	28,9644	$\pm 0,0014$	$kg/kmol$	Davis <i>et al.</i> , 1985
Massa molar da água (M_w)	18,0152	...	$kg/kmol$	Spilker, 1994
Constante universal dos gases (R)	8.314,34	$\pm 0,35$	$J/kmolK$	Davis <i>et al.</i> , 1985
Constante específica do vapor d'água (R_w)	461,5181	...	$J/kg K$	Davis <i>et al.</i> , 1985
Constante específica dos gases hidrostáticos (R_h)	287,0538	$\pm 0,0184$	$J/kg K$	Davis <i>et al.</i> , 1985

onde P_i é a pressão parcial do i -ésimo elemento, V_i é o volume da amostra do i -ésimo elemento, ρ_i é a sua densidade, n_i é o número de moles presente na amostra em estudo ($n_i = m_i/M_i$), onde m_i é a massa da amostra, M_i é a massa molar do i -

ésimo elemento, R_i é a razão entre a constante universal dos gases e a massa molar do i -ésimo elemento ($R_i = R/M_i$) denominada constante específica, T é a temperatura e Z_i é a constante de compressibilidade. Para um gás ideal, Z é igual à unidade, e para um gás não ideal, o valor de Z é freqüentemente muito próximo desse valor. Através de dados termodinâmicos, chegou-se à expressão que determina o valor de Z^{-1} para as componentes hidrostática e úmida (Davis *et al.*, 1985):

$$Z_h^{-1} = 1 + P_h \left[57,97 \cdot 10^{-8} \left(1 + \frac{0,52}{T} \right) - 9,4611 \cdot 10^{-4} \frac{T_c}{T^2} \right], \quad (3.12a)$$

$$Z_w^{-1} = 1 + 1650 \frac{e}{T^3} \left[1 - 0,01317 T_c + 1,75 \cdot 10^{-4} T_c^2 + 1,44 \cdot 10^{-6} T_c^3 \right], \quad (3.12b)$$

onde T_c é a temperatura em °C, e T é a temperatura em *Kelvin*.

A relação da refratividade do ar com a altitude (h), na atmosfera, deve ser bem conhecida para solucionar a equação (3.8) e assim obter o atraso troposférico do sinal. Essa relação depende da razão de mistura das componentes hidrostática e úmida que é altamente variável. No entanto, é possível tornar um dos termos da equação (3.10) independente da razão de mistura. Isso é obtido ao reescrever os dois primeiros termos da equação (3.10), utilizando os resultados das equações (3.11) e aplicando um tratamento algébrico adequado, da seguinte forma:

$$k_1 \frac{P_h}{T} Z_h^{-1} + k_2 \frac{e}{T} Z_w^{-1} = k_1 R_h \rho_h + k_2 \frac{e}{T} Z_w^{-1} + k_1 R_h \rho_w - k_1 R_h \rho_w \frac{R_w}{R_w}$$

$$\begin{aligned}
&= k_1 R_h (\rho_h + \rho_w) + k_2 \frac{e}{T} Z_w^{-1} - k_1 \frac{R_h}{R_w} \rho_w R_w \\
&= k_1 R_h \rho + k_2 \frac{e}{T} Z_w^{-1} - k_1 \frac{R_h}{R_w} \frac{e}{T} Z_w^{-1} \\
&= k_1 R_h \rho + k_2' \frac{e}{T} Z_w^{-1}, \tag{3.13}
\end{aligned}$$

onde ρ é a densidade do ar atmosférico. A nova constante k_2' é dada por:

$$k_2' = k_2 - k_1 \frac{R_h}{R_w} = k_2 - k_1 \frac{R}{M_h} \frac{M_w}{R} = k_2 - k_1 \frac{M_w}{M_h}. \tag{3.14}$$

Os valores de M_w , M_h e k_2' também são apresentados na Tabela

3.1. Substituindo o resultado obtido da equação (3.13) na equação (3.10), chega-se a uma nova expressão para a refratividade da atmosfera (Davis *et.al*, 1985):

$$N = N_h + N_w = k_1 R_h \rho + k_2' \frac{e}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{e}{T^2} Z_w^{-1}. \tag{3.15}$$

Nota-se que o primeiro termo dessa equação, que se refere à componente hidrostática, agora depende apenas da densidade total da atmosfera e não da razão de mistura das componentes hidrostática e úmida. Isso justifica o fato da componente hidrostática ser determinada com razoável precisão a partir de medidas atmosféricas efetuadas na superfície, como poderá ser notado a seguir.

3.2. Determinação do atraso zenital da componente hidrostática

Pela equação (3.8), o atraso zenital da componente hidrostática (D_{ZH}) é obtido pela integração da primeira parcela da equação (3.15), ou seja:

$$D_{ZH} = 10^{-6} \int N_h ds = 10^{-6} \int k_1 R_h \rho dh . \quad (3.16)$$

Como a equação (3.16) trata apenas do atraso na direção zenital, a variável de integração s (na equação 3.8), que é a distância entre o satélite GPS e o receptor usuário na superfície da terra, foi substituída pela variável h , que representa a altitude de um ponto tomado em um perfil vertical da camada que contém os gases hidrostáticos.

Como k_1 e R_h são valores constantes, apresentados na Tabela 3.1, pode-se reescrever a equação (3.16) da seguinte forma:

$$D_{ZH} = 10^{-6} k_1 R_h \int \rho dh = 2,22765201 \times 10^{-2} \int \rho dh . \quad (3.17)$$

A integração da equação (3.17) é obtida quando relacionadas a densidade do ar com a pressão superficial através da equação do equilíbrio hidrostático, pois, na atmosfera, normalmente tal condição é satisfeita (Askne & Nordius, 1987):

$$\frac{dP}{dh} = -\rho(h) g(h) , \quad (3.18)$$

onde $g(h)$ é a aceleração da gravidade na altitude h , $P(h)$ é a pressão do ar e $\rho(h)$ é a densidade do mesmo na altitude h . Integrando ambos os lados da equação (3.18), tem-se:

$$P_0 = \int \rho(h) g(h) dh , \quad (3.19)$$

onde P_0 é a pressão atmosférica total na altitude (h_0) do centro de massa da antena GPS.

Partindo da definição de constante gravitacional efetiva (gm), que é a aceleração da gravidade no centro de massa da coluna vertical da atmosfera, tem-se que (Spilker, 1994):

$$gm = \frac{\int \rho(h) g(h) dh}{\int \rho(h) dh} \Rightarrow gm \int \rho(h) dh = \int \rho(h) g(h) dh. \quad (3.20)$$

Das equações (3.19) e (3.20), tem-se:

$$P_0 = gm \int \rho(h) dh \Rightarrow \int \rho(h) dh = \frac{P_0}{gm}. \quad (3.21)$$

O valor de gm é determinado em função da latitude do local (φ), e da altitude na superfície (h_0) em quilômetros acima do elipsóide. Ele é dado pela equação (Spilker, 1994):

$$gm = f(\varphi, h_0) = 9,784 (1 - 0,0026 \cos 2\varphi - 0,00028 h_0). \quad (3.22)$$

A partir dos resultados das equações (3.17), (3.21) e (3.22), chega-se em uma expressão que determina o atraso troposférico da componente hidrostática em metros, em função da pressão superficial do ar (P_0) em hPa , da latitude do local (φ) e da altitude acima do elipsóide (h_0) em quilômetros. A expressão resultante é dada pela equação:

$$D_{ZH} = (2,27683157 \times 10^{-3} \pm 5,0 \times 10^{-7}) \frac{P_0}{(1 - 0,0026 \cos 2\varphi - 0,00028h_0)}. \quad (3.23)$$

As incertezas apresentadas na equação (3.23) são produzidas pela propagação das incertezas dos valores numéricos, utilizados durante sua construção. Tais valores são compostos por: constante da refratividade do ar (k_1), constante universal dos gases (R), massa molar dos gases da componente hidrostática (M_h) e pelas incertezas na constante gravitacional efetiva, cujos valores são apresentados na Tabela 3.1. Além desses erros, na estimativa do D_{ZH} existem outros efeitos não considerados, como as condições atmosféricas sem equilíbrio hidrostático e a influência da aceleração vertical do vento que, sob condições extremas do tempo (tempestade ou grandes turbulências), pode produzir variações na aceleração de gravidade (g), gerando erros nos resultados finais (Davis *et.al*, 1985). O fator determinante para a precisão dos valores de D_{zh} fornecidos pela equação (23) é a qualidade das medidas de pressão atmosférica. Para barômetros com precisão de 0,3 *hPa* a precisão destes valores é menor que 1 *mm* (Bevis *et al.*, 1992).

Os dois últimos termos da equação (3.15), referentes à componente úmida, estão totalmente relacionados com a razão de mistura entre o vapor d'água e os gases hidrostáticos. Eles não podem ser obtidos a partir de medidas superficiais, devendo para isso lançar mão de outros mecanismos.

3.3. Determinação do atraso zenital da componente úmida

De acordo com a equação (3.8), o atraso zenital da componente úmida D_{ZW} é a integral da soma dos dois últimos termos da equação (3.15), que é expresso por:

$$D_{ZW} = 10^{-6} \int N_w dh = 10^{-6} \int (k_2' \frac{e}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{e}{T^2} Z_w^{-1}) dh. \quad (3.24)$$

Na prática, muitos pesquisadores usam uma equação de termo único para expressar o atraso zenital úmido. Ela é obtida com o uso do teorema do valor médio para determinar uma temperatura média (Tm) do perfil troposférico (Davis *et al.* 1985):

$$\int \frac{e}{T} dh = Tm \int \frac{e}{T^2} dh. \quad (3.25)$$

Substituindo a equação (3.25) na (3.24), tem-se:

$$D_{ZW} = 10^{-6} Z_w^{-1} \left[k_2' Tm \int \frac{e}{T^2} dh + k_3 \int \frac{e}{T^2} dh \right], \quad (3.26)$$

através da qual se chega na equação do atraso zenital de termo único:

$$D_{ZW} = 10^{-6} Z_w^{-1} k_3' \int \frac{e}{T^2} dh, \quad (3.27)$$

com

$$k_3' = k_2' Tm + k_3. \quad (3.28)$$

A determinação do valor da temperatura média será discutida posteriormente.

Como a pressão parcial do vapor d'água (e) é muito variável com relação ao espaço e ao tempo, a solução exata da equação (3.24) ou (3.27) se torna complexa, fazendo com que o atraso úmido (D_{ZW}) seja de difícil predição. Isso é relativamente fácil de resolver, quando se tem à disposição um radiômetro, pois ele permite obter uma estimativa da refratividade da atmosfera gerada pela componente úmida, dada pela equação (3.24) ou (3.27). Uma outra forma, é através do uso de radiossondas, as quais possibilitam uma integração numérica da equação (3.24), usando os perfis da pressão parcial do vapor d'água (e) e temperatura (T), descritos na seção 2.3.1. No entanto, como se trata de técnicas onerosas não são empregadas em larga escala.

Uma opção bastante viável e, por isso, muito utilizada é a modelagem do atraso zenital troposférico, ao empregar estratégias envolvendo algoritmos compostos por processos estocásticos e funções matemáticas que relacionam a refratividade com valores de temperatura e pressão, coletados na superfície. Tais estratégias tratam não só da influência da componente úmida como também da componente hidrostática.

3.4. Modelagem do atraso zenital troposférico.

Atualmente existem diversas maneiras de minimizar os efeitos causados pela influência da troposfera nos sinais de radiofrequência. Enquanto alguns fornecem apenas valores aproximados, outros geram resultados com boa

precisão. A seleção da estratégia a ser utilizada em uma dada aplicação GPS depende da precisão fornecida pelo método de posicionamento empregado.

A estratégia mais sofisticada para a determinação dos valores do atraso zenital troposférico é obtida a partir do ajustamento das observações GPS, utilizando o filtro de Kalman e outros filtros baseados nas condições estado-espço-tempo dos parâmetros referentes ao atraso troposférico. Essa técnica pode fornecer resultados com boa precisão ao explorar as propriedades estocásticas do Dz_w , como a baixa variação em intervalos curtos de tempo. Como a determinação precisa do IWV depende da qualidade das determinações do Dz_w , esse assunto será tratado com maior detalhes posteriormente (seção 5.2).

Uma estratégia que tem apresentado bons resultados no processamento de linhas de bases longas envolve a aplicação de modelos matemáticos, e os resíduos dessa modelagem, após parametrizados, são estimados a partir das observações GPS. Esses modelos foram obtidos, basicamente, pela determinação de coeficientes através do ajustamento de observações atmosféricas em extensivos conjuntos de medidas, obtidas empiricamente ao serem aplicados os mais variados métodos de coleta.

Há diversas aplicações GPS, como levantamentos cadastrais e navegação de baixa precisão, em que os resíduos da modelagem troposférica não são considerados. Nesses casos, o atraso troposférico é tratado apenas pelo emprego dos modelos matemáticos.

3.4.1. Modelos que tratam o atraso zenital troposférico.

Os modelos matemáticos que tratam o atraso zenital troposférico são basicamente dois: o de Hopfield (Seeber, 1993) e o de Saastamoinen (Saastamoinen, 1973). Como um dos objetivos desse trabalho é investigar a qualidade dos resultados fornecidos por esses modelos, suas formulações serão apresentadas com detalhes.

Esses modelos contêm em suas formulações originais uma função de mapeamento. Como o interesse desse trabalho é avaliar os modelos quanto à modelagem do atraso no zênite, tais funções não serão apresentadas.

3.4.1.1. Modelo do atraso zenital troposférico de Hopfield

O modelo do atraso troposférico desenvolvido por Hopfield supõe que a refratividade atmosférica (N) é dada em função dos valores de temperatura e pressão, medidos na superfície, e da altura da camada atmosférica que exerce influência na propagação dos sinais eletromagnéticos. Esse modelo é dado pelas seguintes equações (Seeber, 1993):

$$D_{ZH} = 155,2 \times 10^{-7} \frac{P_0}{T_0} H_H ; \quad (3.29)$$

$$D_{ZW} = 155,2 \times 10^{-7} \frac{4810 e_0}{T_0^2} H_W , \quad (3.30)$$

onde o índice “ $_0$ ” representa as medidas efetuadas na superfície. Os valores de pressão devem ser aplicados em hPa e os de temperatura em *Kelvins*. A constante comum nas equações (3.29) e (3.30) é composta por uma das constantes de

refratividade do ar (k_1) e por um coeficiente que relaciona a espessura da camada atmosférica com o atraso zenital. Os termos H_H e H_W correspondem às alturas das camadas atmosféricas das componentes hidrostática e úmida, respectivamente, em unidades métricas, dadas por:

$$H_H = 40.136 + 148,72(T_0 - 273,16); \quad (3.31)$$

$$H_W = 11.000 . \quad (3.32)$$

O valor de H_H é dado em função da temperatura, enquanto que o valor de H_W é constante. No entanto, a espessura da camada que contém o vapor d'água atmosférico pode variar, dependendo da latitude do local. A partir da figura 2.1, pode-se afirmar que o valor dado pela equação (3.32) se refere a locais próximos ao equador, sendo que para locais próximos aos pólos esse valor pode ser de $7.000m$ (Hartman, 1994). Baseado nessa última informação, pode-se fazer uma correção, considerando a taxa de variação de H_W constante com relação às variações da latitude (φ) do local. Isso pode ser expresso pela seguinte equação (elaborada pelo autor):

$$H_W = 11.000 - 44,44\varphi, \quad (3.33)$$

onde os valores da latitude devem ser aplicados em módulo e em unidade de arco decimal. A aplicação da equação (3.33), ao invés da formulação original dada pela equação (3.32), apresenta-se como uma pequena correção no modelo de Hopfield, que poderá trazer alguns benefícios na modelagem do atraso zenital troposférico.

3.4.1.2. Modelo do atraso zenital troposférico de Saastamoinen

A parte do modelo de Saastamoinen que trata o atraso zenital troposférico é descrito pelas equações (Saastamoinen, 1973):

$$D_{ZH} = 0,002277 D P_0 ; \quad (3.34)$$

$$D_{ZW} = 0,002277 D \left(\frac{1255}{T_0} + 0,05 \right) e_0 , \quad (3.35)$$

onde P_0 e e_0 são aplicados em hPa e T em *Kelvin*. No termo constante (0,002277), presente nas equações (3.34) e (3.35), está implícito os valores da constante k_1 , constante específica dos gases hidrostáticos (R_h), e a constante gravitacional efetiva (gm). Essa última depende da latitude e altitude do local. Suas variações são corrigidas pela aplicação do fator de correção D , dado por:

$$D = (1 + 0,0026 \cos 2\varphi + 0,00028h_0) , \quad (3.36)$$

onde os valores de h_0 são aplicados em quilômetros. Esse modelo está baseado no equilíbrio hidrostático dos gases que compõem a atmosfera, isto é, considera a densidade do ar proporcional à pressão e inversamente proporcional à altitude e à gravidade (ver equação 3.18).

Os valores de temperatura e pressão utilizados na aplicação dos modelos de Hopfield e Saastamoinen podem ser obtidos por métodos diretos, em medidas efetuadas no momento em que são realizadas as observações GPS, ou por métodos indiretos.

3.4.2. Métodos de obtenção das medidas atmosféricas de superfície

O método direto consiste na medida de temperatura e pressão, utilizando-se termômetros e barômetros instalados de forma adequada nas proximidades do local de coleta dos dados GPS. Devido às dificuldades encontradas na realização dessas medidas e no manuseio desses equipamentos, esse método é inviabilizado e, por isso, pouco utilizado. Uma forma mais conveniente para aplicar o método direto é pela utilização de estações meteorológicas automáticas. Elas são compostas de diversos sensores que medem temperatura, pressão atmosférica, umidade relativa, velocidade e direção do vento. Elas registram as informações automaticamente, gerando arquivos em extensão tipo texto, contendo os valores das quantidades medidas em intervalos de coleta pré-estabelecidos.

Para evitar transtorno na coleta de dados GPS, ou gastos adicionais na compra de equipamento, é muito comum empregar os métodos indiretos para medir as quantidades atmosféricas. Trata-se da aproximação mais grosseira presente na modelagem troposférica. Seus efeitos são minimizados, quando se empregam métodos de ajustamento para estimar os resíduos provenientes dessa modelagem.

A determinação indireta dos valores de temperatura e pressão está baseada nas condições normais do tempo atmosférico. Empregam-se valores de referência ao nível dos mares, os quais são mapeadas para uma localidade qualquer, utilizando taxa de decréscimo em relação ao aumento da altitude. Apesar de imperfeitas, essas aproximações têm algum grau de validade se forem

considerados períodos longos de tempo, cuja qualidade está relacionada as condições de continentalidade e maritimidade do local em que são empregadas.

Os valores de referência ao nível dos mares, freqüentemente utilizados, são:

- 1 atmosfera (1013,25 hPa), para a pressão atmosférica padrão (P_p);
- 18°C para a temperatura padrão (T_{cp}) e
- 50% para a umidade relativa padrão (RHp).

Para uma localidade qualquer, cuja altitude ortométrica (H), é conhecida, a pressão atmosférica média na superfície (P_0) é obtida pela equação:

$$P_0 \cong P_p (1 - H 2,26 \times 10^{-5})^{5,225} . \quad (3.37)$$

Um valor médio aproximado para a temperatura T_{c0} nessa localidade é fornecido pela equação:

$$T_{c0} \cong T_{cp} - H 0,0065 . \quad (3.38)$$

Para a pressão parcial do vapor d'água na superfície (e_0), um valor médio aproximado é dado por:

$$e_0 \cong RHp e^{(-0,0006396H)} e^{(19,2082 - \frac{4086,19}{(T_{cp}+273,15)} - \frac{181961,0}{(T_{cp}+273,15)^2}) / 100} , \quad (3.39)$$

onde o termo 'e' é o número neperiano.

Quando não se conhece a altitude ortométrica (H) do local de interesse, pode-se utilizar nas equações anteriores a altitude geométrica (h). Essa mudança não acarreta diferenças significativas nos resultados finais, devido à baixa precisão na modelagem fornecida por essas equações.

Como visto na equação (3.9), a qualidade das determinações do atraso troposférico, independente do método utilizado, está diretamente relacionada com a apropriada modelagem da refratividade do ar, tanto na direção horizontal como na vertical. Por isso, alguns detalhes importantes dessa modelagem devem ser tratados adequadamente, a fim de se obter os melhores resultados na determinação do atraso zenital troposférico.

4. PARAMETRIZAÇÃO DA REFRAATIVIDADE DO AR

Como os elementos atmosféricos, que influenciam a refratividade do ar, têm uma distribuição não uniforme com relação às camadas horizontais da atmosfera, para modelar adequadamente seu comportamento há a necessidade de relacioná-los com alguns parâmetros formados pelo alinhamento satélite-receptor. Um desses parâmetros é o ângulo de elevação do satélite, usado para modelar as variações verticais da refratividade do ar. Um segundo parâmetro é o azimute, formado pela direção norte até a projeção do alinhamento satélite-receptor sobre o plano horizontal que tem a antena do receptor como origem, cuja parametrização considera as variações horizontais da refratividade do ar.

As modelagens da refratividade do ar com relação ao ângulo de elevação do satélite são as denominadas funções de mapeamento, enquanto que sua parametrização com relação ao azimute é chamada de gradiente da refratividade.

4.1. Funções de mapeamento

Como já discutido, uma função de mapeamento relaciona o atraso troposférico (D_{TROP}) com o ângulo de elevação (E) do satélite observado. Para ângulos próximos ao zênite ($E \cong 90^\circ$), uma simples aproximação do tipo $1/\sin(E)$ é suficiente. No entanto, para ângulos menores, essa aproximação é inadequada, sendo necessário o emprego de outras mais sofisticadas. Nesta seção, será feito um breve histórico sobre a evolução das funções de mapeamento,

culminando com a apresentação de algumas das mais importantes até então desenvolvidas.

Nos últimos anos os resultados das técnicas geodésicas que empregam o VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*) tiveram grande evolução. Nessas técnicas, medidas em escala intercontinentais tiveram a acurácia melhorada de 1 metro, no início da década de 70, para 1 milímetro atualmente, na componente horizontal e 3 milímetros na componente vertical (Niell, 1996). Essa evolução é resultante da modelagem de diversos fatores que influenciam as observações VLBI. Entre elas está a redução dos efeitos causados pelas variações verticais da refratividade do ar. Os estudos para reduzir tais efeitos foram intensificados após o desenvolvimento das técnicas modernas de posicionamento que utilizam satélites artificiais. Um caso em especial é o GPS, devido ao grande interesse científico e comercial na obtenção de melhores resultados ao se utilizar essa técnica.

A maior contribuição das funções de mapeamento está no fato delas aumentarem o espaço útil de observação ao modelarem os efeitos causados pela troposfera, principalmente, quando são utilizadas visadas próximas ao horizonte. Sabe-se que os erros na coordenada vertical, que normalmente são maiores do que os erros nas coordenadas horizontais, estão relacionados com a má modelagem das observações efetuadas em pequenos ângulos de elevação (Niell, 1996).

Nos últimos anos, três funções de mapeamento ficaram disponíveis e foram desenvolvidas especialmente para melhorar a acurácia nas

técnicas de posicionamento geodésico de alta precisão, como o VLBI e o GPS. Trata-se das funções Lanyi (Lanyi, 1984), Davis (Davis *et al.*, 1985) e Niell (Niell, 1996), cujo ângulo de elevação mínimo do satélite observado é de 4°, 5° e 3°, respectivamente, e que serão discutidas detalhadamente.

4.1.1. Função de mapeamento de Lanyi

Essa função está baseada no equilíbrio hidrostático da atmosfera e no modelo de Saastamoinen para tratar o atraso zenital troposférico (Silva, 1998). É a mais complexa função de mapeamento, pois adicionou mais parâmetros em seu equacionamento, a fim de obter melhores resultados. Além de utilizar valores de temperatura, gradiente vertical da temperatura, altura da tropopausa, ela inclui uma camada isotérmica com altitude variável acima da superfície terrestre.

Ela é expressa pela seguinte equação:

$$D_{TROP} = \frac{F(E)}{\text{sen}(E)} \quad \text{para } E > 4^\circ, \quad (4.1)$$

onde:

$$F(E) = D_{ZH} F_H(E) + D_{ZW} F_W(E) + \left(\frac{D_{ZH}^2}{D_L}\right) F_{b1}(E) + \left(\frac{2D_{ZH}D_{ZW}}{D_L}\right) F_{b2}(E) + \left(\frac{D_{ZW}^2}{D_L}\right) F_{b3}(E) + \left(\frac{D_{ZH}^2}{D_{TROP}}\right) F_{b4}(E) \quad (4.2)$$

Os termos D_{ZH} e D_{ZW} são: o atraso zenital hidrostático e úmido, respectivamente, e D_L é um valor escalar da altura da troposfera dada por:

$$D_L = \frac{kT_{s_m}}{M_h g_m}, \quad (4.3)$$

onde k é a constante de Boltzmann's, T_{s_m} é a temperatura média na superfície, M_h é a massa molecular da componente hidrostática e g_m é a constante gravitacional efetiva. Os termos F_H , F_W , F_{b1} , F_{b2} , F_{b3} e F_{b4} são funções determinadas através dos valores do gradiente vertical da temperatura, a altitude da inversão atmosférica e altitude da tropopausa (Sovers & Border,1990).

Essa função permite aplicar valores dos parâmetros meteorológicos coletados no momento das observações. Quando estes não estão disponíveis, são usados seus valores médios, mostrados na Tabela 4.1. A influência da qualidade desses valores nos resultados da modelagem depende do ângulo de elevação mínimo adotado. Na Tabela 4.1, além dos valores médios, também são apresentados os valores da sensibilidade desse modelo para um ângulo de elevação mínimo de 15°.

Tabela 4.1 – Valores dos parâmetros meteorológicos utilizados na função de mapeamento de Lanyi e suas respectivas sensibilidades para uma máscara de elevação de 15°. Fonte: Sovers & Border, 1990.

Parâmetros Meteorológicos	Valores Padrão	Sensibilidade (15° de elevação)
Temperatura superficial	292,00 K	-0,3 cm/K
Gradiente vertical da temperatura	6,8165 K/km	1 cm/(K/km)
Inverso em altitude	1,25 km	-1 cm/km
Altitude da tropopausa	12,2 km	0,2 cm/km

4.1.2. Função de mapeamento da componente hidrostática de Davis

A partir das funções de mapeamento de Marini (Marini, 1972^{4.1} *apud* Spilker, 1994), foi desenvolvido um modelo que separa as componentes hidrostática e úmida da seguinte forma (Chao, 1974^{4.2} *apud* Spilker, 1994):

$$mh(E) = \frac{I}{\text{sen}(E) + \frac{0,00143}{\text{tg}(E) + 0,0445}}, \quad (4.4)$$

$$mw(E) = \frac{I}{\text{sen}(E) + \frac{0,00035}{\text{tg}(E) + 0,017}}. \quad (4.5)$$

Para melhorar a precisão da modelagem para pequenos ângulos de elevação, foi desenvolvida uma função da componente hidrostática do atraso troposférico, baseada na função de Chao ao acrescentar mais um termo. Ela é dada pela equação (Davis *et al.*, 1985):

$$mh(E) = \frac{I}{\text{sen}(E) + \frac{a_D}{\text{tg}(E) + \frac{b_D}{\text{sen}(E) + c_D}}}, \quad (4.6)$$

onde E é o ângulo de elevação do satélite, e os valores dos coeficientes a_D , b_D e c_D são obtidos através da aplicação de medidas atmosféricas em equações que

^{4.1} **MARINI, J. W.** “Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile”. Radio Sci. 7, 223-231, 1972.

^{4.2} **CHAO, C. C.** “The Tropospheric Calibration Mode for Mariner Mars, 1971”. JPL TR 32-1587, Jet Propulsion Laboratory Pasadena, CA, 1974.

contêm alguns parâmetros estimados através de ajustamento de observações meteorológicas.

Nesse ajustamento foram consideradas diferentes condições atmosféricas e várias simplificações no comportamento de alguns de seus elementos. As variações da temperatura foram consideradas linearmente dependentes da altitude, dentro da camada troposférica, e nula, acima da mesma. A pressão total foi considerada dependente do equilíbrio hidrostático, e a umidade relativa foi também assumida constante, para os primeiros 11 *km*, e zero, acima deles. Os resultados desse trabalho são as equações que determinam os coeficientes a_D , b_D e c_D da função de mapeamento de Davis, dadas por:

$$a_D = 0,001185[1 + 0,6071 \times 10^{-4} (P_0 - 1000) - 0,1471 \times 10^{-3} e_0] \quad (4.7)$$

$$+ 0,3072 \times 10^{-2} (T_{c0} - 20) + 0,1965 \times 10^{-1} (\beta + 6,5) - 0,5645 \times 10^{-2} (h_T - 11,231)];$$

$$b_D = 0,001144[1 + 0,1164 \times 10^{-4} (P_0 - 1000) - 0,2795 \times 10^{-3} e_0] \quad (4.8)$$

$$+ 0,3109 \times 10^{-2} (T_{c0} - 20) + 0,3038 \times 10^{-1} (\beta + 6,5) - 0,1217 \times 10^{-1} (h_T - 11,231)];$$

$$c_D = -0,0090; \quad (4.9)$$

onde P_0 é a pressão superficial em *hPa*, e_0 é a pressão parcial do vapor d'água na superfície também em *hPa*, T_{c0} é a temperatura superficial em $^{\circ}\text{C}$, β é o gradiente vertical da temperatura em *K/km* e h_T é a altura da tropopausa em *km*.

4.1.3. Função de mapeamento de Niell

A função de mapeamento desenvolvida por Niell (1996) está baseada nas mudanças sazonais e na localização geográfica. É considerada melhor

que as anteriores, pois sua modelagem não apresenta alguns dos problemas encontrados nas funções de Lanyi, Davis, entre outras disponíveis. Tais problemas são gerados pela utilização da temperatura, medida na superfície como informação adicional no mapeamento do atraso troposférico por essas funções. Um desses problemas é a respeito dos valores das variações diurnas na temperatura, que são maiores do que os valores reais causados por essas variações na relação atraso troposférico e o ângulo de elevação. Um outro problema é que as mudanças da temperatura na superfície são maiores que as mudanças atmosféricas nas camadas superiores. As funções de mapeamento adequadamente calculadas para dias quentes de inverno, podem ser iguais àquelas para os dias frios no verão. No entanto, as funções de Lanyi e Davis sempre consideram-nas diferentes, ao selecionar diferentes gradientes verticais de temperatura. Como a função de mapeamento de Niell é independente da temperatura medida na superfície, ela está isenta desses problemas.

A função de Niell, assim como a de Chao (equações (4.4) e (4.5)), foi desenvolvida a partir da função de Marini (Marini, 1972 *apud* Spilker, 1994) com três coeficientes, mas normalizada para gerar a unidade no zênite, dada pela fórmula (Niell, 1996):

$$mh(E) = mw(E) = \frac{\frac{1}{1 + \frac{a_N}{1 + \frac{b_N}{1 + c_N}}}}{\frac{\text{sen}(E) + \frac{a_N}{\text{sen}(E) + \frac{b_N}{\text{sen}(E) + c_N}}}}. \quad (4.10)$$

Os coeficientes a_N , b_N e c_N , ao contrário das outras funções, são independentes da temperatura superficial e estão em função da latitude e da estação do ano. A partir de algumas simplificações, foi feito um ajustamento de radiossondas, lançadas em 26 estações distribuídas globalmente, desde a latitude $N 74$ até $S 42$, determinando indiretamente os coeficientes da equação (4.10). Nesse ajustamento, foi suposto que o comportamento das condições atmosféricas no hemisfério norte e sul são antissimétricos no tempo, ou seja, é o mesmo comportamento em relação às estações do ano, a região equatorial é descrita por valores da latitude 15° , e a região polar é descrita por valores de latitude 75° .

Foram estimados valores que se referem à média e à amplitude para os coeficientes a_N , b_N e c_N nas latitudes 15° , 30° , 45° , 60° e 75° , para a função de mapeamento da componente hidrostática, e apenas o valor médio destes coeficientes nas mesmas latitudes, para a componente úmida. Na Tabela 4.2, são apresentados os valores que se referem aos coeficientes para a função de mapeamento da componente hidrostática e, na Tabela 4.3, são apresentados os valores para os coeficientes para a componente úmida.

Utilizando-se os valores apresentados na Tabela 4.2, pode-se determinar o valor da constante a_N para a função de mapeamento da componente hidrostática na latitude tabelada φ ($\varphi = 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ$) em uma época d , dada em dias do ano, aplicando esses valores na seguinte equação:

$$a_N(\varphi, d) = a_{N_{med}}(\varphi) + a_{N_{amp}}(\varphi) \cos\left[2\pi \frac{d - 28}{365,25}\right], \quad (4.11)$$

onde o valor 28 é o dia do ano definido para adaptar o comportamento da função cossenoidal no modelo. O valor do coeficiente a_N , para uma latitude qualquer φ , nessa mesma época, é obtido por uma interpolação linear entre os valores mais próximos tabelados. De forma análoga, se obtêm as constantes b_N e c_N . Além disso, devido à função de mapeamento da componente hidrostática estar baseada no equilíbrio hidrostático, deve-se efetuar uma correção da altitude, aplicando-se alguns outros coeficientes.

Tabela 4.2. Coeficientes da função de mapeamento de Niell, para a componente hidrostática. Fonte: Niell, 1996.

Coeficientes	Latitude				
	15°	30°	45°	60°	75°
Média					
a_N	$1,2769934 \times 10^{-3}$	$1,2683230 \times 10^{-3}$	$1,2465397 \times 10^{-3}$	$1,2196049 \times 10^{-3}$	$1,2045996 \times 10^{-3}$
b_N	$2,9153695 \times 10^{-3}$	$2,9152299 \times 10^{-3}$	$2,9288445 \times 10^{-3}$	$2,9022565 \times 10^{-3}$	$2,9024912 \times 10^{-3}$
c_N	$62,610505 \times 10^{-3}$	$62,837393 \times 10^{-3}$	$63,721774 \times 10^{-3}$	$63,824265 \times 10^{-3}$	$64,258455 \times 10^{-3}$
Amplitude					
a_N	0,0	$1,2709626 \times 10^{-5}$	$2,6523662 \times 10^{-5}$	$3,4000452 \times 10^{-5}$	$4,1202191 \times 10^{-5}$
b_N	0,0	$2,1414979 \times 10^{-5}$	$3,0160779 \times 10^{-5}$	$7,2562722 \times 10^{-5}$	$11,723375 \times 10^{-5}$
c_N	0,0	$9,0128400 \times 10^{-5}$	$4,3497037 \times 10^{-5}$	$84,795348 \times 10^{-5}$	$170,37206 \times 10^{-5}$

Tabela 4.3. Coeficientes da função de mapeamento de Niell, para a componente úmida. Fonte: Niell, 1996.

Coeficientes	Latitude				
	15°	30°	45°	60°	75°
a_N	$5,8021897 \times 10^{-4}$	$5,6794847 \times 10^{-4}$	$5,8118019 \times 10^{-4}$	$5,9727542 \times 10^{-4}$	$6,1641693 \times 10^{-4}$
b_N	$1,4275268 \times 10^{-3}$	$1,5138625 \times 10^{-3}$	$1,4572752 \times 10^{-3}$	$1,5007428 \times 10^{-3}$	$1,7599082 \times 10^{-3}$
c_N	$4,3472961 \times 10^{-2}$	$4,6729510 \times 10^{-2}$	$4,3908931 \times 10^{-2}$	$4,4626982 \times 10^{-2}$	$5,4736038 \times 10^{-2}$

Para a função de mapeamento da componente úmida, somente uma interpolação em latitude para cada parâmetro é necessária, ao utilizar os valores apresentados na Tabela 4.3.

Comparada com outras funções de mapeamento e dados de radiossondagens, a função de Niell apresentou os melhores resultados (Niell, 1996). Por esse motivo, atualmente essa função de mapeamento é bastante utilizada nas técnicas de posicionamento de alta precisão (Emardson, 1998; Costa, 1999).

4.2. Gradiente da refratividade do ar

Em aplicações GPS convencionais, é comum, na modelagem do atraso gerado pela componente úmida, assumir a atmosfera estratificada horizontalmente, isto é, as variações do D_{ZW} com relação ao azimute da direção observada, freqüentemente, não são consideradas. Essa aproximação facilita o tratamento do atraso troposférico total, simplificando as condições reais da atmosfera com relação à distribuição do vapor d'água. No entanto, para as técnicas de posicionamento de alta precisão, por ser sensíveis a essa simplificação, tais variações devem ser modeladas.

As variações horizontais da refratividade do ar gerada pela componente úmida freqüentemente estão associadas à passagem de frentes frias, as quais são responsáveis pelas altas variações na concentração dos elementos atmosféricos, principalmente, do vapor d'água (Emardson, 1998). Na figura 4.1 é mostrada, de forma esquemática, a passagem de uma frente fria sobre uma estação no momento em que são rastreados diversos satélites GPS. A figura 4.1 evidencia a necessidade de se considerar as variações horizontais da refratividade do ar.

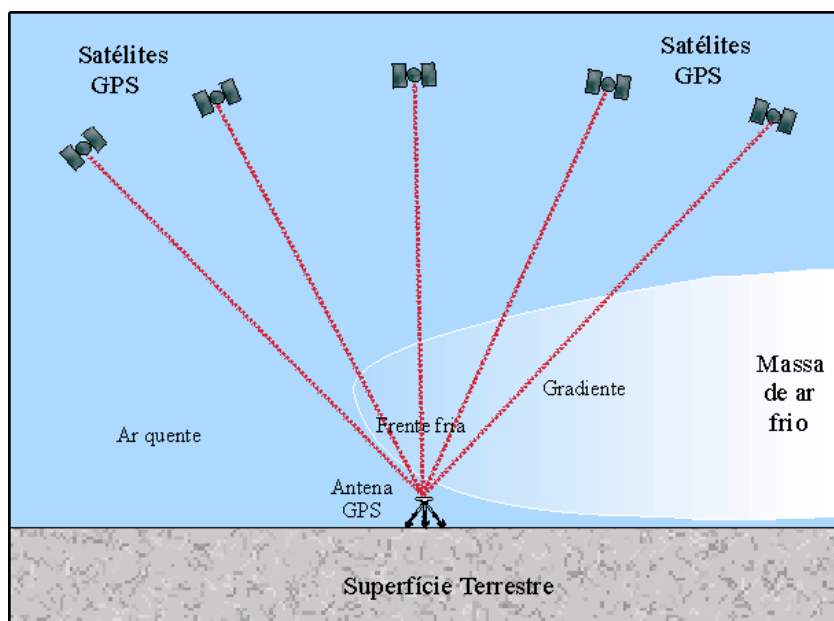


Figura 4.1. Passagem de um sistema frontal frio sobre um receptor GPS no momento em que são rastreados diversos satélites GPS.

Utilizando dados de WVR, foi desenvolvido um modelo que descreve o atraso da componente úmida, para uma dada época, a partir do atraso zenital e de dois gradientes da variação azimutal da refratividade (Davis *et al.*, 1993). O atraso troposférico gerado pela componente úmida (D_w), em uma direção qualquer, é descrito por:

$$D_w(E, \alpha) = D_{ZW} + \cot(E) [1 - 10^{-6} N_{m0} \csc^2(E)] [G_n \cos \alpha + G_l \sin \alpha], \quad (4.12)$$

onde E é o ângulo de elevação do satélite, α é o azimute formado pela projeção do alinhamento satélite receptor sobre o plano horizontal, cuja origem é a antena receptora, N_{m0} é a refratividade total média na superfície, G_n e G_l são, respectivamente, as componentes do gradiente da refratividade na direção norte e leste. O gradiente é definido por:

$$G_i = 10^{-6} \int_0^{\infty} h \xi_i(h) dh, \quad (4.13)$$

onde

$$\xi_i(h) = \left. \frac{dN(\bar{x}, h)}{d\bar{x}_i} \right|_{\bar{x}=0} \quad \text{com} \quad i = \begin{cases} l = \text{para gradiente na direção leste} \\ n = \text{para gradiente na direção norte} \end{cases} \quad (4.14)$$

é o gradiente horizontal da refratividade, e \bar{x} é o vetor unitário formado pelas componentes leste (l) e norte (n) da direção do satélite observado.

Os valores dos gradientes da refratividade atmosférica podem ser determinados através do ajustamento das observações GPS, aproveitando algumas características estocásticas desses parâmetros. Como eles têm alta correlação temporal, permitem a aplicação do mesmo processo utilizado para determinar o atraso zenital da componente úmida, denominado *Random Walk*, que será discutido no próximo capítulo.

A não modelagem do gradiente da refratividade da componente úmida produz, sobre os resultados finais, um erro de 3 a 7 mm na estimativa dos valores do D_{ZW} (Emardson, 1998). Quanto ao gradiente da refratividade da componente hidrostática, apesar de existir e afetar os resultados diretamente, é freqüentemente desconsiderado, pois sua influência é muito pequena e tem pouca variação em curto intervalo de tempo.

5. DETERMINAÇÃO DO ATRASO ZENITAL TROPOSFÉRICO PELO GPS

Utilizando-se uma das várias técnicas GPS desenvolvidas para posicionamento de alta precisão, que envolve observações provenientes de quatro ou mais satélites GPS, pode-se determinar o atraso zenital troposférico, depois de isolada a influência da troposfera sobre a propagação de seus sinais. Isso é obtido, reduzindo-se os demais erros sistemáticos envolvidos no modelo de observação do ajustamento efetuado para esse fim e introduzindo-se alguns valores já conhecidos.

As observáveis GPS disponíveis são: a pseudodistância e a medida de fase da onda portadora, ambas em duas frequências: L_1 e L_2 com 1,2 e 1,5 GHz, respectivamente. O modelo de observações é dado pelas expressões (Monico, 2000):

$$\begin{aligned}
 PR_{RL1}^S &= Sg_R^S + c(dt_R - dt^S) + D_{ION} + D_{TROP} + \varepsilon_{PRL1} \\
 PR_{RL2}^S &= Sg_R^S + c(dt_R - dt^S) + D_{ION} + D_{TROP} + \varepsilon_{PRL2}, \\
 \lambda \phi_{RL1}^S &= Sg_R^S + c(dt_R - dt^S) - D_{ION} + D_{TROP} + \\
 &\quad + \lambda_{L1} [\phi^S(t_0)_{L1} - \phi_R(t_0)_{L1} + \Omega_{RL1}^S] + \varepsilon_{\phi_{RL1}}^S \\
 \lambda \phi_{RL2}^S &= Sg_R^S + c(dt_R - dt^S) - D_{ION} + D_{TROP} + \\
 &\quad + \lambda_{L2} [\phi^S(t_0)_{L2} - \phi_R(t_0)_{L2} + \Omega_{RL2}^S] + \varepsilon_{\phi_{RL2}}^S
 \end{aligned} \tag{5.1}$$

onde

- PR_{RL1}^S e PR_{RL2}^S referem-se às observações da pseudodistância nas duas frequências;
- ϕ_{RL1}^S e ϕ_{RL2}^S referem-se às observações da fase da onda portadora nas duas frequências;
- Sg_R^S é a distância geométrica entre a antena do satélite (sobrescrito S) e a do receptor (subscrito $_R$);
- c é a velocidade da luz no vácuo;
- dt_R é o erro do relógio do receptor em relação ao tempo GPS;
- dt^S é o erro do relógio do satélite em relação ao tempo GPS;
- D_{ION} é o atraso do sinal devido à influência da ionosfera^{5.1};
- D_{TROP} é o atraso do sinal devido à influência da troposfera;
- ε_{PRL1} e ε_{PRL2} são os resíduos nas medidas de pseudodistância em ambas as frequências;
- λ_{L1} e λ_{L2} são os comprimentos de onda das portadoras L_1 e L_2 , respectivamente;
- $\phi^S(t_0)_{L1}$ e $\phi^S(t_0)_{L2}$ referem-se às fases das portadoras L_1 e L_2 , respectivamente, geradas no satélite (S), para uma época de referência t_0 ;

^{5.1} Ionosfera é uma das camadas situadas acima da troposfera, abrangendo a região que vai de 50 km até 1000 km acima da superfície da Terra. Ela causa uma refração dos sinais GPS, gerando uma variação em sua velocidade, que é proporcional ao conteúdo total de elétrons (TEC) nela presentes.

- $\phi_R(t_0)_{L1}$ e $\phi_R(t_0)_{L2}$ referem-se às fases das portadoras L_1 e L_2 , geradas no receptor (R), para uma época de referência t_0 ;
- $\Omega_{R L1}^S$ e $\Omega_{R L2}^S$ representam as ambigüidades ^{5.2} nas portadoras L_1 e L_2 para o satélite (S) e
- $\varepsilon_{\phi_{R L1}}^S$ e $\varepsilon_{\phi_{R L2}}^S$ são os resíduos nas medidas da fase das ondas portadoras L_1 e L_2 , respectivamente.

Há diversas técnicas GPS disponíveis para a determinação do atraso zenital troposférico, mas, independentemente da escolhida, há alguns erros sistemáticos que podem ser removidos das observações ao serem tomadas algumas medidas.

Devem-se tomar as coordenadas dos satélites, implícitas em Sg_R^S , e o erro de seu relógio (dt^S), a partir das efemérides precisas produzidas pelo IGS (*International GPS Service*). As coordenadas da estação, também implícitas em Sg_R^S , devem ser conhecidas com alta precisão através da realização de posicionamentos anteriores, utilizando redes geodésicas. Dessa forma, o termo Sg_R^S , presente no modelo de observação (equação (5.1)), deve ser bem conhecido.

A ionosfera, que na atualidade é a maior fonte de erro das observações GPS, tem seus efeitos minimizados mediante a utilização de uma

^{5.2} Ambigüidade é a denominação dada para o número de ciclos inteiros, na primeira época de observação, entre a antena do satélite e a antena do receptor GPS (Monico, 2000). Normalmente, utiliza-se o símbolo N para denotar a ambigüidade, no entanto neste trabalho será utilizado o símbolo Ω , uma vez que, aqui, N representa a refratividade atmosférica.

combinação linear das observações entre as portadoras L_1 e L_2 , combinação denominada livre da ionosfera (L_0) (*ionospheric free observable*) (Monico, 2000).

A ambigüidade da fase deve ser estimada em processos seqüenciais ou recursivos, utilizando-se algoritmos que detectam, eliminam ou corrigem as perdas de ciclos^{5.3} presentes na fase da onda portadora. Alguns *softwares* científicos de alta precisão possuem módulos que têm essa função. Para isso, utiliza-se uma outra combinação das observáveis nas diferentes portadoras, denominada *wide lane* (Gregorius, 1996).

Apesar de não serem apresentados na equação (5.1), existem outros efeitos que também devem ser modelados, como, por exemplo: o efeito das marés terrestres, o movimento do pólo, a carga dos oceanos e da atmosfera e a radiação solar (Monico, 2000). Nos *softwares* científicos, tais efeitos são freqüentemente modelados ou estimados.

Há também outros erros sistemáticos que devem ser eliminados da solução, mas dependem da técnica de posicionamento utilizada.

^{5.3} Perdas de ciclos é a perda da contagem do número inteiro de ciclo da fase de batimento da onda portadora efetuada no receptor. Essa perda é causada por diversos fatores, sendo a obstrução do sinal GPS o mais comum (Monico, 2000).

5.1. Técnicas de posicionamento com GPS utilizadas na determinação do atraso troposférico

Com a implementação do efeito SA^{5.4} (*Selective Availability*) sobre as observações GPS disponíveis para os usuários civis, uma grande variedade de técnicas foram desenvolvidas nos centros de pesquisas de vários países. Pode-se citar o posicionamento relativo com suas várias modalidades, DGPS (*Differential GPS*) e o WADGPS (*Wide Area DGPS*) (Monico, 2000). Algumas delas têm por finalidade produzir alta precisão, enquanto outras possibilitam a utilização do GPS para diversas aplicações em tempo real. Como a aplicação em questão necessita de alta precisão, restringe-se o número de técnicas disponíveis, mas, mesmo assim, ainda há opções.

5.1.1. Posicionamento relativo

O posicionamento relativo associado à utilização da fase da onda portadora foi a primeira técnica que possibilitou ao GPS alcançar a precisão centimétrica, ampliando largamente suas potencialidades (Remondi, 1986). Atualmente, contando com modelos mais refinados e algoritmos especiais, o posicionamento relativo aplicado em uma rede geodésica é altamente preciso, gerando os melhores resultados através do GPS.

Para a determinação precisa do atraso troposférico, essa técnica tem sido bastante usada, quando aplicada em estações envolvendo bases longas,

^{5.4} O efeito SA é uma degradação intencional das observações GPS, a fim de prejudicar a precisão final alcançada pelos usuários civis. Ele desestabiliza sistematicamente o relógio do satélite e manipula as efemérides transmitidas. Atualmente, encontra-se desligado desde o dia 2/05/2000.

acima de 500 km. Essa distância é para que não haja correlação dos efeitos da troposfera sobre os sinais recebidos em ambos os receptores. Efetuada uma inversão geodésica, em que se aplicam os valores conhecidos e a modelagem dos erros sistemáticos, pode se determinar o valor do atraso troposférico absoluto em ambas as estações (Duan *et al.*, 1996).

Uma das vantagens do método relativo é a eliminação do erro do relógio dos receptores e dos satélites, ao serem formadas as duplas diferenças^{5.5} das observações efetuadas, simultaneamente, por dois receptores GPS (Monico, 2000). Tomando-se as observáveis relacionadas anteriormente, a dupla diferença resultante para a combinação L_0 da fase (ϕ), para os receptores i e j e para os satélites 1 e 2, tem-se:

$$\lambda \Delta \phi_{ij}^{12} L_0 = \Delta Sg_{ij}^{12} + \lambda_{L_0} \Omega_{ij}^{12} + D_{TROP_i} - D_{TROP_j} + \varepsilon_{\phi_{ij}}^{12} L_0, \quad (5.2)$$

onde o termo ΔSg_{ij}^{12} é a dupla diferença da distância geométrica entre as antenas dos satélites e receptores; Ω_{ij}^{12} é a ambigüidade da dupla diferença; λ_{L_0} é o comprimento de onda L_0 ; D_{TROP_i} e D_{TROP_j} são os atrasos troposféricos absolutos para os receptores i e j , respectivamente, e $\varepsilon_{\phi_{ij}}^{12} L_0$ é o resíduo. De forma similar, tem-se o modelo de observação para a combinação L_0 da pseudodistância.

^{5.5} Dupla diferença é uma combinação de uma das observáveis GPS, envolvendo dois satélites e dois receptores. Essa combinação é gerada pela subtração de duas simples diferenças, que por sua vez, podem ser formadas entre dois receptores, dois satélites ou duas épocas.

Ao utilizar *softwares* especializados para processamento de alta precisão, o atraso troposférico é estimado em conjunto com outros parâmetros. Sua estimativa, envolve a aplicação de filtros especiais que exploram algumas de suas características estocásticas (Bevis *et al.*, 1992). O processo estocástico, que trata do atraso troposférico, será discutido com detalhes na próxima seção.

As redes GPS, com distâncias entre as estações menores que 100 *km* apresentam problemas significativos na determinação do atraso troposférico, quando se deseja utilizá-las para monitoramento do vapor d'água atmosférico. O problema é a correlação existente entre os efeitos da troposfera nas estações, porque cada receptor observa o mesmo satélite com ângulo de elevação similar. Nesse caso, ao escrever o atraso troposférico nos receptores *i* e *j*, envolvidos na equação anterior com relação à função de mapeamento (desconsiderando o gradiente), tem-se:

$$D_{TROP_i} - D_{TROP_j} = D_{Z_i} mhw(E_i) - D_{Z_j} mhw(E_j), \quad (5.3)$$

onde D_Z é o atraso zenital total da troposfera e mhw é uma função de mapeamento que trata, simultaneamente, os efeitos da componente hidrostática e úmida. Como as estações estão próximas, o ângulo E_j é praticamente o mesmo que E_i , de forma que:

$$D_{Z_i} m(E_i) - D_{Z_j} m(E_j) = (D_{Z_i} - D_{Z_j})m(E_i) = \Delta D_{TROP_{ij}}. \quad (5.4)$$

Dessa forma, obtém-se apenas o valor do atraso zenital relativo entre as duas estações e não o absoluto, como se desejava.

Para resolver esse problema, deve-se lançar mão de um WVR, a fim de determinar, em uma das estações da rede, o atraso zenital absoluto para cada época de observação. Com isso, o valor absoluto em inúmeras outras estações pode ser determinado ao compor linhas de base com a estação portadora do WVR instalado (Rocken *et al.*, 1993^{5.6} *apud* Duan *et al.*, 1996).

Essa técnica foi muito utilizada inicialmente, pelo fato da densificação das redes de monitoramento contínuo não ser uniforme e de não ter distribuição adequada. Apesar de ser menos usada, ainda é uma opção para as redes que já possuem um WVR instalado próximo a uma das estações.

5.1.2. Posicionamento por ponto de alta precisão

Utilizando as observáveis apresentadas na equação (5.1), em conjunto com as efemérides precisas dos satélites GPS, o posicionamento por ponto pode proporcionar ótimos resultados no posicionamento geodésico, similarmente aos casos em que dados de vários receptores são processados em conjunto, numa rede GPS. Essa técnica é denominada posicionamento por ponto de alta precisão (Monico, 1999). Em decorrência disso, o posicionamento por ponto, que era apenas empregada na navegação de baixa precisão e em levantamentos expedidos, passou a ser utilizado em aplicações que requerem alta precisão, como o monitoramento da deformação de estruturas e em atividades de geodinâmica.

^{5.6} ROCKEN, C., WARE, R. H., VAN HOVE, T., SOLHEIM, F., ALBER, C., JOHNSON, J., BEVIS, M. & BUSINGER, S. Sensing atmospheric water vapor with the global positioning System. *Geophys. Res Lett.*, 20, 2631-2634, 1993.

Essa técnica GPS apresenta algumas vantagens significativas sobre as demais, como o baixo custo computacional e a não correlação entre as estações de uma rede, eliminando a propagação de erros grosseiros na estação base. Além disso, volta à conformação original, para a qual o sistema foi concebido, com a utilização de apenas um receptor. Devido a esses fatores, essa técnica pode ser utilizada para a determinação precisa do atraso troposférico, desde que tenha a disposição um pacote computacional que possibilite essa aplicação.

Considerando as equações envolvidas em (5.1) e utilizando a combinação linear L_0 das observações da fase (ϕ) em ambas as frequências, para um receptor (i) e um satélite (1), tem-se:

$$cdt^1 + \lambda_{L_0} \phi_{i L_0}^1 = \Delta Sg_i^1 + \lambda_{L_0} \Omega_{i L_0}^1 + D_{TROP_i} + cdt_i + \varepsilon_{\phi_{L_0}}, \quad (5.5)$$

onde cdt^1 é o erro do relógio do satélite obtido pela aplicação das efemérides precisas, ΔSg_i^1 é a distância geométrica satélite receptor, $\Omega_{i L_0}^1$ é a ambigüidade da fase, D_{TROP} é o atraso troposférico e dt_i é o erro do relógio do receptor i . Analogamente, tem-se a mesma equação para a pseudodistância.

Note que, ao contrário do posicionamento relativo, o erro do relógio do receptor deve ser estimado. Para isso, é empregado um método recursivo, tomando um relógio de precisão como referência. Nesse método, se utiliza um processo estocástico, denominado *White Noise* (ruído branco), o qual permite que estocasticidade do erro do relógio varie no decorrer do processo de

ajustamento, dando maior nível realístico e auxiliando na detecção de erros (Gregorius, 1996).

Tanto para o posicionamento por ponto, como para o relativo, os parâmetros a serem ajustados a partir das observações GPS envolvem a utilização de técnicas recursivas, dividindo o arquivo de dados em lotes de dimensão pré-determinada. Aplica-se também o filtro de Kalman, que em suas três etapas (filtragem, suavização e predição) estima os valores dos parâmetros no final do processo. Esses processos estão implementados em *softwares* científicos, como, por exemplo: GAMIT, BERNESE, GIPSY, entre outros. O atraso troposférico é tratado de forma especial ao utilizar um processo estocástico adequado para modelar o comportamento da componente úmida (D_{ZW}).

5.2. Processo estocástico utilizado para determinar o D_{ZW}

Como pode ser notado, independentemente da técnica GPS utilizada, entre os parâmetros a serem ajustados está o atraso troposférico (D_{TROP}). Há diversas formas de ajustá-lo, dependendo das maneiras disponíveis no *software* utilizado. Alguns permitem a utilização de medidas meteorológicas de superfície, e outros permitem adicionar valores obtidos através de outras técnicas, como os radiômetros e radiossondas. A forma mais conveniente será descrita a seguir.

Como apresentado anteriormente, o atraso troposférico é igual à soma das componentes hidrostática e úmida e depende das respectivas funções de

mapeamento (com relação ao ângulo de elevação E) e do gradiente da refratividade (em função do azimute α), ou seja:

$$D_{TROP} = D_{ZH} mh(E) + D_{ZW} mw(E, \alpha). \quad (5.6)$$

No entanto, o atraso zenital troposférico da componente hidrostática (D_{ZH}) pode ser obtido, aplicando-se medidas de pressão atmosférica na equação (3.23), como discutido na seção 3.2. Por outro lado, a componente úmida (D_{ZW}) é tratada aplicando-se o seguinte modelo:

$$D_{ZW}(t) = D_{ZW}(t_0) + \dot{D}_{ZW}(t - t_0), \quad (5.7)$$

onde t_0 é a época inicial dos lotes em que foi dividido o arquivo de observações, e t é a época em que se deseja determinar o atraso zenital da componente úmida. O termo \dot{D}_{ZW} é a taxa de variação do atraso troposférico da componente úmida com relação ao tempo. Dessa forma, tem-se o atraso troposférico da componente úmida como uma função do tempo, necessitando estimar um valor do atraso para uma época de referência $D_{ZW}(t_0)$ e sua variação (\dot{D}_{ZW}).

Sabe-se que o atraso troposférico possui uma forte correlação temporal, ou seja, os valores de uma época posterior dependem do valor atual. Explorando essa característica e para permitir suas flutuações, aplica-se um método estocástico que, intencionalmente, adiciona ruído na matriz variância e covariância dos parâmetros ajustados. O que parece uma idéia absurda apresenta grandes vantagens, pois, ao aumentar a incerteza, permite maior variação

estocástica e auxilia na detecção de erros, fazendo com que seja alcançado maior nível realístico no ajustamento.

O processo estocástico mais indicado para modelar o atraso da componente úmida é o denominado *Random Walk* (ilustrado na Figura 5.1), caracterizado, principalmente pelo aumento da incerteza dos parâmetros ser proporcional à raiz quadrada do intervalo de tempo entre as épocas de processamento. O ponto preto à esquerda da Figura 5.1, é uma estimativa atual, que pode ser projetada para a época posterior (representada na figura pelo ponto branco). Aumenta-se a incerteza da estimativa projetada nessa época obedecendo a uma taxa em função da raiz quadrada do tempo, onde uma nova estimativa, independente da anterior é obtida (ponto cinza) (Blewitt, 1993). Através da média ponderada entre a estimativa projetada e a independente chega-se a estimativa atual nessa época posterior (ponto negro).

O valor ótimo da variação de aumento do atraso troposférico no processo *Random Walk* é de 0,5 a 2 cm para a raiz quadrada de uma hora (Blewitt, 1993). Pela análise de dados coletados na Califórnia e no México foi encontrada repetibilidade similar nos resultados das linhas de base, ao utilizar o processo *Random Walk* e WVRs na estimativa do atraso troposférico úmido (Tralli *et al.*, 1988^{5.7} *apud* Blewitt, 1993).

^{5.7} **TRALLI, D. DIXON, T., STEPHENS, A.** The effect of wet tropospheric path delay on estimation of geodetic baselines in the Gulf of California using the Global Positioning System, *Journ. of Geophys. Res.*, 93, (B6), pp 6545-6557, 1988.

Assim, o atraso zenital da componente úmida é ajustado juntamente com os demais parâmetros, a partir da utilização simultânea de outros filtros, obtendo-os de forma precisa para cada intervalo de tempo em que foram limitados os lotes do ajustamento recursivo.

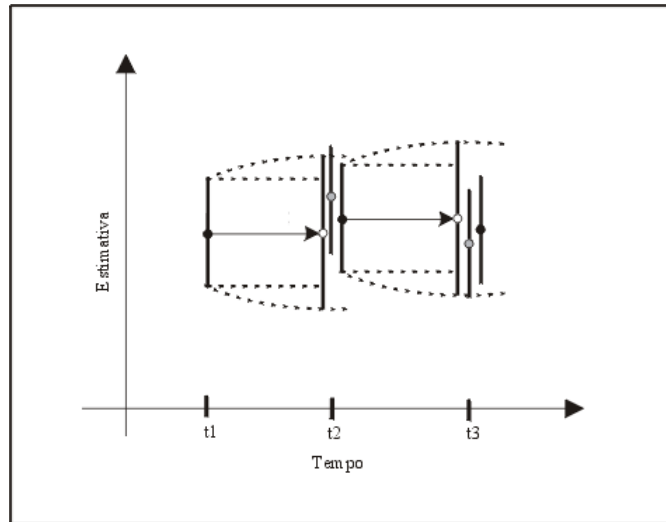


Figura 5.1. Esquema ilustrativo do processo Random Walk. O ponto preto é a estimativa atual, o ponto branco é a estimativa projetada e o ponto cinza é a estimativa independente.

6. ESTIMATIVA DO *IWV* A PARTIR DO ATRASO ZENITAL ÚMIDO

Com o intuito de determinar o atraso troposférico dos sinais de microondas, ao se propagar pela troposfera, alguns pesquisadores propuseram uma relação entre o vapor d'água integrado (*IWV*) e o atraso gerado pela componente úmida atmosférica (Askne & Nordius, 1987). A partir disso, foi possível chegar em uma relação entre o atraso zenital da componente úmida e o vapor d'água integrado (Bevis *et al.*, 1992). O primeiro passo para determinação correta do *IWV* é a estimativa adequada do atraso zenital úmido, que pode ser obtida a partir das observáveis GPS, como discutido no capítulo anterior. O passo seguinte é relacioná-la com os valores de *IWV*.

6.1. Relação entre o atraso zenital úmido e o vapor d'água integrado (*IWV*)

O valor do *IWV* é obtido pela integral da umidade absoluta (ρ_w) ao longo da coluna vertical efetiva da atmosfera úmida, dada pela expressão (2.2):

$$IWV = \int_{h_0}^h \rho_w dh .$$

Como visto na seção 2.2, a determinação numérica dessa integral requer a utilização de alguns equipamentos sofisticados, como radiossondas ou radiômetros. No entanto, uma vez conhecido o valor do atraso zenital úmido (D_{ZW}), é possível obter o valor do vapor d'água integrado na

atmosfera (*IWW*) através da utilização da temperatura média da troposfera (*Tm*), definida na equação (3.25) (Bevis *et al.*, 1992):

$$Tm = \frac{\int \frac{e}{T} dh}{\int \frac{e}{T^2} dh}.$$

Como visto anteriormente, o atraso zenital da componente úmida pode ser expresso pela equação (3.24):

$$D_{ZW} = 10^{-6} Z_w^{-1} \int \left[k_2' \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \right] dh.$$

Tratando essa equação algebricamente, tem-se:

$$D_{ZW} 10^6 = Z_w^{-1} \left[\int k_2' \frac{e}{T} dh + \int k_3 \frac{e}{T^2} dh \right] \frac{\int \frac{e}{T} dh}{\int \frac{e}{T} dh}$$

$$D_{ZW} 10^6 = \left[k_2' + k_3 \frac{\int \frac{e}{T^2} dh}{\int \frac{e}{T} dh} \right] \int \frac{e}{T Z_w} dh. \quad (6.1)$$

Aplicando a equação (3.25) na equação (6.1), tem-se:

$$D_{ZW} 10^6 = \left[k_2' + \frac{k_3}{Tm} \right] \int \frac{e}{T Z_w} dh. \quad (6.2)$$

Substituindo a pressão parcial do vapor d'água pelo seu valor equivalente, fornecido pela equação do estado de um gás não ideal (equação (3.11a)), tem-se:

$$\frac{D_{zW} \cdot 10^6}{k_2' + \frac{k_3}{Tm}} = \int \frac{n_w R T Z_w}{V_w T Z_w} dh. \quad (6.3)$$

Simplificando essa equação ao eliminar os termos comuns e substituindo o número de mol (n_w) pela razão equivalente entre a massa de vapor d'água (m_w) e a massa molar da água (M_w), tem-se:

$$\frac{D_{zW} 10^6}{k_2' + \frac{k_3}{Tm}} = \int \frac{m_w}{M_w} \frac{R}{V_w} dh, \quad (6.4)$$

que pode ser reescrita da seguinte forma

$$\frac{D_{zW} 10^6}{k_2' + \frac{k_3}{Tm}} = \int \frac{R}{M_w} \frac{m_w}{V_w} dh. \quad (6.5)$$

A massa sobre o volume é igual a densidade (ρ) (que, no caso no vapor d'água é denominada umidade absoluta, ρ_w), e como a constante universal dos gases sobre a massa molar da molécula de água (R_w) é independente da variação de h , tem-se:

$$\frac{D_{zW} 10^6}{R_w \left[k_2' + \frac{k_3}{Tm} \right]} = \int \rho_w dh. \quad (6.6)$$

Chamando de Ψ (*Psi*) o valor dado por:

$$\Psi = \frac{10^6}{R_w \left[k_2' + \frac{k_3}{Tm} \right]}, \quad (6.7)$$

e associado à definição de *IWW* dada pela equação (2.2), a partir da equação (6.6), tem-se (Bevis *et al.*, 1994):

$$IWW = \int \rho_w dh = D_{ZW} \Psi. \quad (6.8)$$

O termo denominado Ψ é a relação existente entre o vapor d'água integrado e o atraso zenital úmido, através do qual pode ser quantificado o valor do *IWW* a partir dos valores do D_{ZW} .

Se utilizar os valores fornecidos na Tabela 3.1 para o cálculo de Ψ , nas mesmas unidades disponíveis, a unidade resultante será o kg/m^3 e estará em função da temperatura média (Tm), em *Kelvin*. A unidade de medida do atraso zenital da componente úmida, ao ser aplicada na equação (6.8), deve estar no sistema métrico decimal, resultando, por conseguinte, nos valores de *IWW* em Kg/m^2 . Caso se deseje obter o valor da água precipitável (*PW*), basta dividir o resultado da equação (6.8) pela densidade da água líquida ($\rho_a = 1000 \text{ kg/m}^3$), como visto na equação (2.1), obtendo-se, assim, os valores em milímetros, referentes à altura da coluna equivalente da água líquida.

Como a qualidade dos valores de Ψ depende da temperatura média da coluna vertical troposférica (T_m), serão apresentadas discussões sobre as formas de obtê-la.

6.2. Temperatura média da coluna vertical troposférica

Como indica a equação (3.25), a temperatura média da coluna vertical troposférica está relacionada com a temperatura e com a pressão parcial do vapor d'água ao longo do perfil vertical da troposfera, ou seja, com a distribuição vertical do vapor d'água. Ela apresenta variações de acordo com o local e a época do ano.

O valor da temperatura média (T_m) pode ser determinado a partir de análise estatística de perfis de radiossondas, e a sua qualidade está relacionada com a quantidade e a distribuição dos perfis estudados. Quando tais mecanismos não estiverem disponíveis, uma alternativa é estimar um valor aproximado a partir da temperatura medida na superfície. Como tal valor depende do local e da estação do ano, deve-se efetuar um levantamento do comportamento da temperatura em diferentes alturas troposféricas, em diferentes pontos da região de interesse, em diversas épocas do ano, com o uso de radiossondas. Com isso, define-se uma relação entre o valor de T_m com a temperatura na superfície, daquela região. Em último caso, para se obter a temperatura média, pode-se utilizar uma relação global, que independe da região e da estação do ano, que é expressa em *Kelvin* pela seguinte equação (Davis *et al.*, 1985):

$$T_m = 260 \pm 20 . \quad (6.9)$$

Mas, como pode ser notada, a precisão dos resultados da equação (6.9) é muito ruim.

Através da análise estatística de 8718 perfis de radiossondas, efetuadas em um intervalo de 2 anos, em 13 estações nos Estados Unidos da América, entre as latitudes 27° a 65°, foi obtida uma regressão linear da temperatura média (T_m) a partir da temperatura na superfície (T_s) (Bevis *et al.*, 1992):

$$T_m \cong 70,2 + 0,72 T_s , \quad (6.10)$$

com um *RMS* (*root mean square*) de 4,74 K, que é um erro relativo menor do que 2%. Tais valores são apresentados na Figura 6.1, juntamente com o histograma, mostrando a distribuição dos resíduos. O valor de T_m dado pela equação (6.10), quando usado no território dos Estados Unidos da América, pode induzir erros na determinação do *IWV*, a partir de valores do D_{ZW} menor do que 4%, no pior dos casos (Bevis *et al.*, 1982).

Para dados coletados na Europa, a aplicação da temperatura média (T_m), dada pela equação (6.10), na determinação de Ψ , a partir da equação (6.7), resultou um *RMS* maior do que o gerado para os dados dos EUA (Emardson, 1998). Tal resultado é causado pelas diferenças climáticas entre a Europa e os EUA, havendo, portanto, necessidade de se desenvolvem modelos europeus destinados à determinação de Ψ (Emardson, 1998).

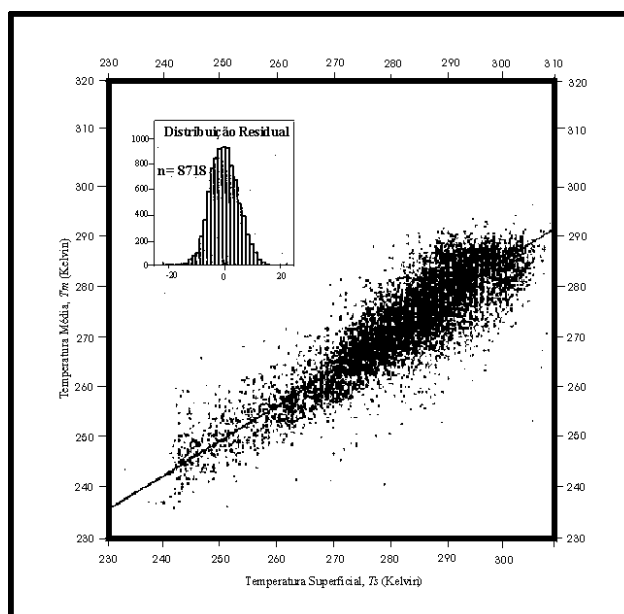


Figura 6.1. Valores de T_m em função de T_s obtidos em áreas dos EUA. A reta representa a regressão linear dada pela equação (6.10) (Fonte: Bevis *et al.*, 1992).

6.3. Modelos europeus para relacionar o IWV com o atraso zenital úmido

A partir de 128.649 perfis de radiossondas (provenientes de 38 locais no continente europeu), coletados no período de 1989 a 1997, foi calculada a relação entre o PW (altura da coluna equivalente da água líquida em milímetros, também conhecida por $IPWV$) e o atraso zenital úmido a ser aplicado em áreas daquele continente para a quantificação do vapor d'água atmosférico. Através de um ajustamento dos dados meteorológicos coletados pelas radiossondas, foram estimados os valores de alguns parâmetros que compõem quatro modelos, desenvolvidos para relacionar valores de PW com D_{ZW} . Dois desses modelos usam a temperatura na superfície, um modelo usa a latitude do local e a época do ano, enquanto que o último usa a temperatura e a época do ano (Emardson, 1998). Para facilitar a compreensão, tais modelos serão apresentados na mesma unidade

utilizada anteriormente, ou seja, serão apresentados com relação ao *IWW*, ao invés de *PW*. Para isso, a formulação original dada por Emardson, será multiplicada pela relação 10^2 , pois esse autor utilizou como unidade de pressão o *pascal* (Pa) ao invés do *hecto-pascal*, que será dividida pela densidade da água líquida (ρ_a), para passar de *PW* para *IWW*.

O primeiro desses modelos utiliza uma regressão linear entre a temperatura medida na superfície e a temperatura média na superfície, que pode ser expressa pela equação (Emardson, 1998):

$$\Psi^{-1} = \frac{10^2}{\rho_a} \left(a_0 + \frac{a_1}{a_2 + T_{\Delta}} \right), \quad (6.11)$$

onde T_{Δ} é a temperatura na superfície, subtraída da temperatura média na superfície para a área a ser utilizada, em *Kelvin*, e Ψ é a razão entre o *IWW* e o D_{ZW} , idêntica a equação (6.7).

O segundo modelo é uma expressão em série de Taylor da razão Ψ (equação (6.7)), em série de potência de T_{Δ} (Emardson, 1998):

$$\Psi^{-1} = \frac{10^2}{\rho_a} (a_0 + a_1 T_{\Delta} + a_2 T_{\Delta}^2) . \quad (6.12)$$

Na Figura 6.2, é apresentado um gráfico contendo o valor Ψ^{-1} versus a temperatura na superfície, resultante da aplicação da equação (6.12).

A outra relação é baseada somente na mudança anual de Ψ^{-1} , devido a fatores naturais, como variação da temperatura em função das estações do ano (Emardson, 1998). Ela é expressa por:

$$\Psi^{-1} = \frac{10^2}{\rho_a} \left[a_0 + a_1 \varphi + a_2 \sin\left(2\pi \frac{d}{365}\right) + a_3 \cos\left(2\pi \frac{d}{365}\right) \right], \quad (6.13)$$

onde φ é latitude em graus e d é o dia em que foi feita a observação (em frações do ano).

O último modelo é a combinação do segundo (polinomial) com o terceiro, também denominado modelo anual, dado por (Emardson, 1998):

$$\Psi^{-1} = \frac{10^2}{\rho_a} \left[a_0 + a_1 T_\Delta + a_2 T_\Delta^2 + a_3 \sin\left(2\pi \frac{d}{365}\right) + a_4 \cos\left(2\pi \frac{d}{365}\right) \right]. \quad (6.14)$$

Os coeficientes: a_0 , a_1 , a_2 , a_3 e a_4 que compõem os quatro modelos, foram estimados, utilizando-se os perfis de radiossondas através do método dos mínimos quadrados. Os resultados são apresentados na Tabela 6.1 juntamente com *RMS* resultante. Note que os resultados dos modelos que utilizam a temperatura na superfície são similares.

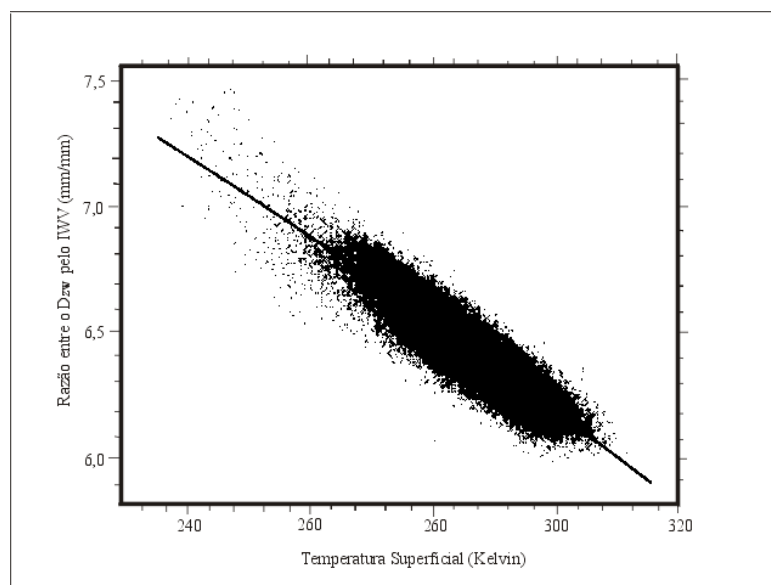


Figura 6.2. Valores de Ψ^{-1} em função da temperatura na superfície. A reta representa o melhor ajustamento dos dados, usando um modelo polinomial (Fonte: Emardson, 1998).

Tabela 6.1. Valores para os coeficientes usados nas equações (6.11), (6.12), (6.13) e (6.14). A temperatura média usada é 283,49 K.

Coeficientes	Modelos definidos pelas equações			
	(6.11)	(6.12)	(6.13)	(6.14)
a_0	$-1,3328980 \times 10^4$	6,458	5,882	6,457
a_1	$1,0033568 \times 10^{10}$	$-1,78 \times 10^{-2}$	0,01113	$-1,78 \times 10^{-2}$
a_2	$7,5239894 \times 10^5$	$-2,2 \times 10^{-5}$	0,064	$-1,9 \times 10^{-5}$
a_3	0,127	$1,3 \times 10^{-2}$
a_4	$-0,4 \times 10^{-2}$
RMS (%)	1,15	1,15	1,43	1,14

Como os locais em que foram efetuados os lançamentos das radiossondas consideradas abrangiam regiões de diferentes características climáticas, para melhorar a precisão dos modelos, houve , então, a necessidade de dividir tais locais em quatro grupos. São eles: Báltico, Central, Atlântico e

Mediterrâneo. Para cada um desses grupos, foram determinados valores específicos dos coeficientes utilizados nos modelos dados pelas equações 6.12 e 6.14. Tais valores são apresentados na tabelas 6.2a e 6.2b, para as equações 6.12 e 6.14, respectivamente. Este fato destaca a importância de serem obtidos modelos específicos para cada região em que se deseja efetuar estimativas do vapor d'água atmosférico a partir do atraso zenital úmido.

Tabela 6.2a. Valores para os coeficientes da equação (6.12) nos diferentes grupos em que foram divididas as radiossondagens efetuadas na Europa. O termo Ts_m é a temperatura média na superfície para os diferentes conjuntos de dados.

Grupos	Número de perfis	a_0	a_1 (K^{-1})	a_2 (K^{-2})	Ts_m (K)
Báltico	41.286	6,550	$-1,56 \times 10^{-2}$	$-8,0 \times 10^{-5}$	279,19
Central	34.357	6,448	$-1,59 \times 10^{-2}$	$-1,2 \times 10^{-5}$	283,71
Atlântico	15.235	6,558	$-2,08 \times 10^{-2}$	$-3,7 \times 10^{-5}$	279,10
Mediterrâneo	37.771	6,324	$-1,77 \times 10^{-2}$	$7,5 \times 10^{-5}$	289,76

Tabela 6.2b. Valores para os coeficientes da equação (6.14) nos diferentes grupos em que foram divididas as radiossondagens efetuadas na Europa. A temperatura média na superfície é a mesma da Tabela 6.2a.

Grupos	a_0	a_1 (K^{-1})	a_2 (K^{-2})	a_3	a_4
Báltico	6,548	$-1,37 \times 10^{-2}$	$-5,7 \times 10^{-5}$	$2,3 \times 10^{-2}$	$2,1 \times 10^{-2}$
Central	6,447	$-1,39 \times 10^{-2}$	$-6,2 \times 10^{-5}$	$2,5 \times 10^{-2}$	$2,0 \times 10^{-2}$
Atlântico	6,558	$-2,09 \times 10^{-2}$	$-4,0 \times 10^{-5}$	$3,7 \times 10^{-2}$	$-5,5 \times 10^{-2}$
Mediterrâneo	6,323	$-1,41 \times 10^{-2}$	$7,5 \times 10^{-5}$	$2,8 \times 10^{-2}$	$3,1 \times 10^{-2}$

Atualmente, na Europa têm sido estudadas formas de utilização das estimativas do *IWV*, a partir de dados GPS, como valores de *inputs* em

modelos de previsão numérica do tempo. O desenvolvimento é no sentido de utilizar, futuramente, como valores de entradas para os modelos numéricos, o próprio atraso zenital da componente úmida.

6.4. As principais fontes de erros na estimativa do *IWV* pelo GPS

Através de vários experimentos, efetuados por diversos pesquisadores, ao comparar a estimativa do *IWV*, proveniente de observações GPS, com técnicas mais precisas, foi possível isolar algumas fontes de erros. Entre elas, destacam-se as mais importantes: a modelagem ionosférica, as efemérides precisas ou preditas, os modelos de previsão da pressão atmosférica, a influência do multicaminho^{6.1} do sinal e a incerteza das constantes e parâmetros meteorológicos utilizados.

A suposição de que a atmosfera se comporta equilibrada hidrostaticamente, na qual está baseada a utilização da equação (3.23) para estimar o atraso zenital hidrostático, pode gerar erros na estimativa do *IWV* que podem chegar a 1kg/m^2 em condições extremas (Emardson, 1998).

A combinação linear, utilizada para remover o efeito ionosférico sobre os sinais GPS, não é uma aproximação perfeita, pois assume o índice de refatividade da ionosfera dependente apenas do quadrado da frequência e da densidade de elétrons. O índice de refatividade ionosférica pode ser descrito como uma série de potência do inverso da frequência (Seeber, 1993).

^{6.1} O multicaminho do sinal GPS produz distorções na fase da onda portadora e na pseudodistância, afetando a qualidade de seus resultados. Esse efeito é gerado pela recepção de sinais que chegam na antena GPS, depois de refletidos em superfícies vizinhas (Monico, 2000).

Normalmente, os termos de ordem maiores são desprezados, gerando nos resultados erros residuais. Durante fases de alta atividade solar, tais imprecisões e aproximações, acarretam erros na estimativa dos parâmetros da ordem de vários centímetros (Emardson, 1998).

A utilização das efemérides precisas, fornecidas pelo IGS, também é uma fonte de erro, pois as coordenadas dos satélites têm precisão de $0,1m$ (Monico, 1999). Quando se utilizam as efemérides preditas nos trabalhos que visam quantificar o vapor d'água através do GPS, o erro é maior, pois a precisão das preditas é de $1,0m$ (Monico, 1999).

Em alguns locais, ao invés de medir a pressão atmosférica durante a coleta de dados GPS, têm-se utilizado valores fornecidos por modelos meteorológicos de análises tridimensionais. O caso da Suécia é um exemplo (Emardson, 1998). Tais modelos apresentam um *RMS* de aproximadamente $0,4 hPa$ e podem gerar erros na estimativa do *IWV* de $0,2 kg/m^2$. De forma geral, um erro de $1 hPa$ na medida de pressão atmosférica resultará em um erro de $0,3 kg/m^2$ na estimativa do *IWV* (Emardson, 1998).

Embora não expresso nas equações do modelo funcional do ajustamento dos dados GPS (equação (5.1)), o efeito do multicaminho do sinal prejudica as medidas da fase de batimento da onda portadora e pseudodistância. Apesar de ser considerada freqüentemente um ruído aleatório, pode gerar erros na estimativa do atraso zenital úmido. É recomendável o uso de antenas que reduzam seus efeitos (antena *choke ring*) e que a estação, destinada para a determinação do

IWV, se encontre afastada de edificações, ou outros obstáculos que possam gerar multicaminho nos sinais.

As incertezas na determinação das constantes k_1 , k_2 e k_3 para modelar a refratividade do ar (equação (3.10)) podem gerar imprecisões na determinação da relação entre D_{ZW} e o *IWV*. Por isso, valores para tais constantes foram determinados para garantir uma boa precisão na estimativa do *IWV*/GPS (Bevis *et al.*, 1994). Tais valores, são os apresentados na Tabela 3.1.

Tabela 6.3. Possíveis fontes de erros que afetam as estimativas do *IWV* via GPS (Fonte: Emardson, 1998).

Possíveis fontes de erros	Erro típico (kg/m^2)
Equilíbrio hidrostático	0,03
Ionosfera	...
Efemérides dos satélites	...
Pressão atmosférica	0,30
Multicaminho do sinal GPS	...
Constante de refratividade	0,30
Temperatura média troposférica	0,25
Erro típico total	0,88

Uma outra fonte de erro na determinação do *IWV* está relacionada com a precisão da temperatura média da coluna troposférica. Isso ocorre quando não se conhece o comportamento da temperatura ao longo da coluna vertical da troposfera e se utiliza a temperatura medida na superfície para determiná-la a partir de modelos inapropriados para a região. Erros de 3K na determinação de T_m produz erros de $0,05 kg/m^3$ em Ψ , à temperatura de 273 K. Esse erro em Ψ gera um erro de $0,25 kg/m^2$ na estimativa do *IWV*, dado um atraso

D_{ZW} de 20 *cm* (Emardson,1998). Na Tabela 6.3 são apresentados as diferentes fontes de erros na estimativa do *IWV* via GPS e os respectivos erros que tipicamente são gerados por cada uma.

6.5. Comparação com outras técnicas utilizadas na determinação do *IWV*

Os resultados, alcançados por diferentes pesquisadores na quantificação do vapor d'água atmosférico pela utilização do GPS, têm sido considerados satisfatórios, quando comparados com os valores provenientes das radiossondagens e radiômetros. A Figura 6.3 mostra os gráficos comparativos dos resultados na quantificação do *IWV*, obtidos pelo emprego dessas técnicas e o GPS.

Utilizando dados coletados na Suécia, em um período de quatro anos (de setembro de 1993 a setembro de 1997), pode-se avaliar adequadamente a acurácia dos valores do *IWV* provenientes das observações GPS, ao comparar com os valores obtidos pelos dados de radiossondagens e radiômetros coletados simultaneamente (Emardson, 1998). Para isso, foram utilizadas algumas quantidades estatísticas como o erro médio ($erro_{médio}$), o desvio padrão (σ) e o erro médio quadrático (*EMQ*).

O erro médio é dado pela fórmula:

$$erro_{médio} = \frac{\sum dif}{u}, \quad (6.15)$$

onde

$$dif = (IWV_{rad} - IWV_{GPS}), \quad (6.16)$$

IWV_{rad} é o valor do IWV , calculado a partir das radiossondagens (ou radiômetros), IWV_{GPS} é o valor estimado, utilizando as observações GPS, e u é o número total de pares de dados avaliados. O desvio padrão é dado por:

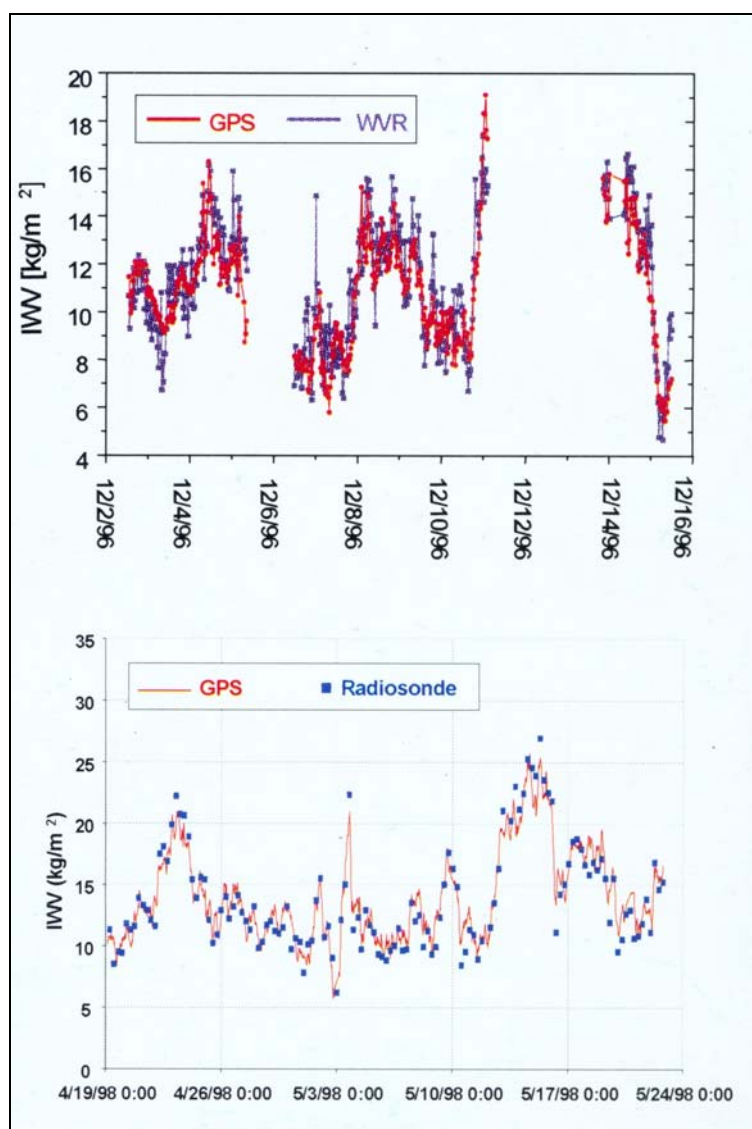


Figura 6.3. Comparação dos valores de IWV obtidos pelo GPS com os valores provenientes dos radiômetros e radiossondas (Fonte: Dodson, 1999).

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (dif - erro_{medio})^2}{u - 1}} \quad (6.17)$$

O erro médio quadrático obtém-se a partir das quantidades anteriores da seguinte forma (Mikhail & Ackermann, 1976):

$$EMQ = \sqrt{erro_{medio}^2 + \sigma^2} \quad (6.18)$$

Utilizando essas quantidades estatísticas aplicadas aos dados coletados durante os 4 anos, pode-se avaliar a acurácia na determinação do *IWV* entre as três técnicas: radiômetros, radiossondas e GPS. Na Tabela 6.4 é apresentada uma comparação entre os resultados gerados por essas diferentes técnicas na quantificação do *IWV*.

Tabela 6.4. Quantidades estatísticas resultantes da comparação dos valores do *IWV* determinados pelo GPS, radiossondas (RS) e radiômetros (WVR) (Fonte: Emardson, 1998).

Comparação do <i>IWV</i>	Número de pares de dados avaliados	Erro médio (kg/m^2)	Desvio padrão (kg/m^2)	<i>EMQ</i> (kg/m^2)
GPS - WVR	141.864	0,5	1,2	1,4
GPS - RS	2.989	0,8	2,0	2,1
WVR - RS	3.245	0,4	1,7	1,7

Desde o início da aplicação do GPS na quantificação do *IWV*, diversas campanhas têm sido desenvolvidas com o intuito de se empregarem redes GPS de coleta contínua para monitorar o comportamento do vapor d'água na atmosfera. Nos Estados Unidos, existe o GPS/Storm (Duan *et al.*, 1996) e, na Europa, o *Wavefront* (Dodson, 1999), além de outros grandes trabalhos como o desenvolvido na Suécia (Emardson, 1998). Há pretensões futuras de fazer

campanhas mundiais ao englobar pesquisadores e instituições de pesquisa de diversos países, com a finalidade de monitorar o comportamento do vapor d'água, estudando, para tanto, sua movimentação sobre a superfície da Terra.

7. DETERMINAÇÃO DA TEMPERATURA MÉDIA DA COLUNA VERTICAL TROPOSFÉRICA

Como foi visto na seção 6.1, a quantificação do vapor d'água atmosférico pelas observações GPS está intimamente relacionada com a temperatura média da troposfera. Por isso, a qualidade nas determinações do *IWW*/GPS também depende de sua modelagem. O modelo apresentado pela equação (6.10) fornece valores de temperatura média troposférica a partir da temperatura medida na superfície, e é destinado a regiões dos EUA. Como esse modelo não é recomendado para aplicações no território brasileiro, houve a necessidade de produzir um modelo similar, para ser aplicado nos experimentos que serão apresentados posteriormente nesta dissertação.

Com esse objetivo, serão utilizados dados de radiossondagens efetuadas em algumas cidades brasileiras, para produzir um modelo semelhante à equação (6.10), podendo, assim, ser usado na determinação de valores de *IWW*/GPS em regiões localizadas entre essas cidades.

7.1. Dados utilizados

As radiossondagens utilizadas são provenientes de lançamentos sistemáticos efetuados em aeroportos de algumas cidades brasileiras e foram obtidas por intermédio dos arquivos de radiossondagens do IPMET. Ressalta-se que esses arquivos não foram atualizados, apresentando ausência de várias capitais brasileiras e períodos de radiossondagens, devido a mudanças na política

de prioridade desse centro de pesquisa, que agora tem dado maior importância para os dados oriundos dos radares meteorológicos.

A seleção das radiossondagens utilizadas para a determinação do modelo seguiu alguns critérios como a localização da cidade de onde foram lançadas e a sua disponibilidade nos arquivos do IPMET. Como esse modelo, apesar de importante, não é o objetivo central deste trabalho, para efeito de simplificação, a área de abrangência do mesmo foi restringida para a região central e oeste do estado de São Paulo, onde contém os municípios de Bauru e Presidente Prudente, locais onde foram efetuadas as coletas de dados GPS nele utilizados.

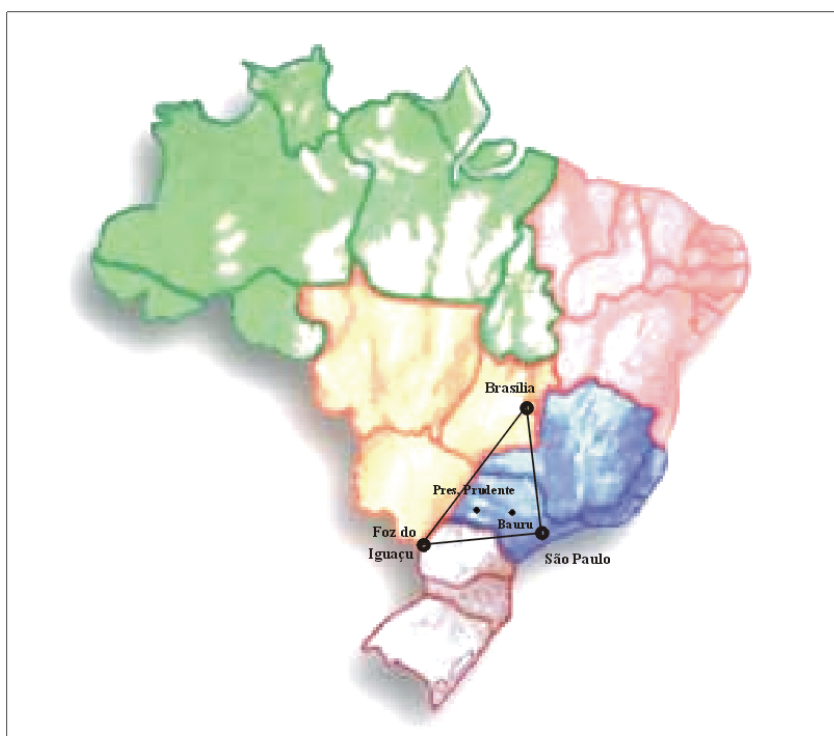


Figura 7.1. Mapa do território brasileiro contendo a localização das cidades onde foram lançadas as radiossondas utilizadas na modelagem da temperatura média da coluna troposférica.

Considerando os critérios mencionados e a área de abrangência do modelo, as cidades selecionadas foram Foz do Iguaçu, Brasília e São Paulo. A Figura 7.1 mostra a disposição das cidades com relação aos locais de coleta dos dados utilizados. As cidades de Campo Grande e Cuiabá, apesar de boas candidatas, não foram incluídas, pois suas radiossondagens não estavam disponíveis no IPMET.

Tabela 7.1. Distribuição temporal das radiossondagens utilizadas para a modelagem da temperatura média com relação aos locais de lançamento.

Ano	Mês	Locais de lançamento das radiossondas			Total
		São Paulo	Brasília	Foz do Iguaçu	
1998	Jan	19	21	8	48
	Fev	-	18	-	18
	Mar	-	34	1	35
	Abr	-	24	-	24
	Mai	26	9	-	35
	Jun	23	-	-	23
	Jul	-	-	-	-
1999	Jan	24	6	14	44
	Fev	-	13	-	13
	Mar	-	18	-	18
	Abr	17	6	14	37
	Mai	13	-	8	21
	Jun	18	-	15	33
	Jul	12	-	11	23
2000	Jan	-	-	-	-
	Fev	-	-	17	17
	Mar	-	15	17	32
	Abr	-	-	-	-
	Mai	-	-	-	-
	Jun	-	-	-	-
	Jul	-	-	-	-
Total		152	164	105	421

Para mostrar a sua distribuição, na Tabela 7.1 encontram-se relacionados os meses em que foram lançadas as radiossondas utilizadas e as cidades de lançamento. As radiossondagens foram efetuadas no período de janeiro a julho de 1998, 1999 e 2000.

7.2. Método aplicado

A forma aqui utilizada para determinar a temperatura média, a partir da temperatura medida na superfície, é a mesma que gerou a equação (6.10), ou seja, a aplicação de uma regressão linear.

Inicialmente tomou-se cada uma das radiossondagens e, através do uso de um software de tratamento de dados, calculou-se a temperatura média, a partir de uma integração numérica dos perfis de temperatura e pressão. A altura da camada atmosférica considerada nesses cálculos foi de 15 *km*, pois ela contém praticamente toda a água presente na atmosfera (como poderá ser verificado nos gráficos apresentados no apêndice C).

Tomando-se os valores da temperatura média (T_m), calculados para cada radiossondagem, e relacionando-os com a temperatura medida na superfície (T_s), pode-se determinar os parâmetros a e b de uma reta que relacione tais valores, da seguinte forma:

$$T_m = a + bT_s, \quad (7.1)$$

onde a é o coeficiente linear e b é o coeficiente angular da reta. Para isso, aplicou-se o método paramétrico de ajustamento nos valores de T_m e T_s , gerados pelas 421 radiossondagens avaliadas, estimando-se os valores do coeficiente linear (a) e

do coeficiente angular (b) da regressão, dada pela fórmula (7.1), chegando-se na seguinte equação:

$$T_m \approx 273,2972 + 0,01063T_s, \quad (7.2)$$

onde T_m é dado em *Kelvin*, e T_s deve ser aplicado nessa mesma unidade. Ao contrário da equação (6.10) o coeficiente angular da equação (7.2) é pequeno e indica que a variação da temperatura média troposférica apresenta pequena variação com relação as variações da temperatura na superfície registradas pelas radiossondagens avaliadas. Devido a esse fato a equação (7.2) pode ser substituída por um valor médio aproximado de T_m sem a perda de qualidade nos valores gerados. O valor aproximado para T_m pode ser apresentado pela seguinte equação:

$$T_m \cong 276,38 \pm 0,10, \quad (7.3)$$

onde tal valor pode ser obtido pela aplicação da equação (7.2) nos valores extremos de T_s registrados pelas radiossondas avaliadas.

Colocando os valores de temperatura média em função da temperatura superficial, ao montar um gráfico utilizando todas as 421 radiossondagens, chega-se à Figura 7.2. O traço contínuo nessa Figura, representa a regressão linear dada pela equação (7.2). Em tal figura pode-se notar a alta dispersão dos valores de T_m em torno da reta que representa a regressão linear. Para mostrar a dispersão dos resultados das radiossondagens nos diferentes locais

de lançamento, no apêndice A, são apresentados os gráficos das radiossondagens lançadas em São Paulo, Brasília e Foz do Iguaçu, separadamente.

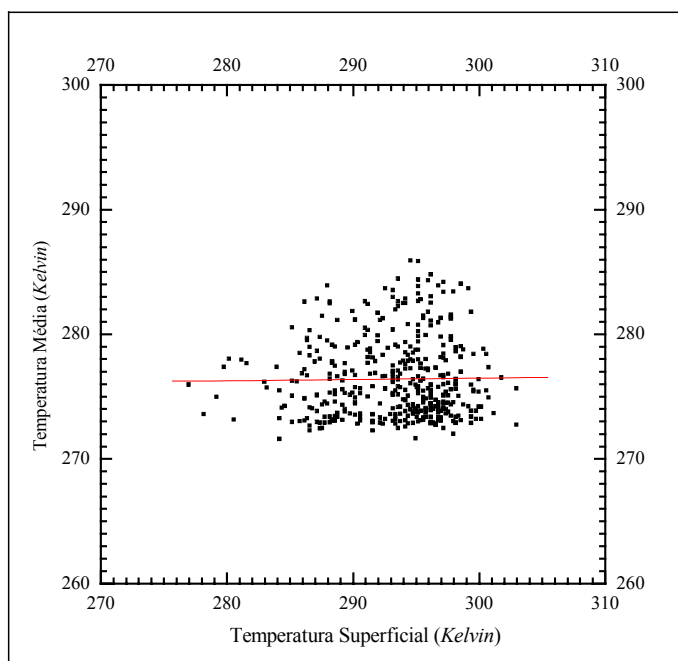


Figura 7.2. Valores de T_m em função de T_s a partir de 421 radiossondas lançadas nas cidades de São Paulo, Brasília e Foz do Iguaçu. O traço representa a regressão linear.

Se comparar os coeficientes das equações (7.2) com os apresentados na equação (6.10) (destinados para regiões do EUA), nota-se que há uma grande diferença em seus valores. No entanto, os resultados obtidos na determinação de T_m pela aplicação de ambos os modelos ou pelo valor médio dado pela equação (7.3), são similares para valores de T_s em condições não excepcionais.

7.3. Avaliação da acurácia

Com o objetivo de conhecer a acurácia dos valores de temperatura média, gerados pela utilização da equação (7.2), serão calculadas algumas quantidades estatísticas ao comparar tais valores com os valores produzidos pelas próprias radiossondas utilizadas em sua modelagem. As quantidades estatísticas utilizadas serão as mesmas da seção 6.5, ou seja, o erro médio ($erro_{médio}$), o desvio padrão (σ) e o erro médio quadrático (EMQ).

Tabela 7.2. Indicativos da qualidade dos valores gerados pela equação (7.2) para cada local das radiossondagens.

Locais	Número de radiossondas	Erro médio (K)	Desvio padrão (K)	EMQ (K)
Foz do Iguaçu	105	1,079	3,731	3,884
Brasília	164	-0,442	2,678	2,714
São Paulo	152	-0,246	3,031	3,041
Todos	421	-0,001	3,154	3,154

Ao introduzir os valores obtidos nas 421 radiossondas utilizadas, nas equações (6.15), (6.17) e (6.18), obtêm-se como resultado os números apresentados na Tabela 7.2, para os diferentes locais de lançamento. Nessa tabela, apresenta-se também, um resultado avaliando todas as radiossondagens em conjunto.

Pelos valores apresentados na Tabela 7.2 nota-se que o modelo respondeu melhor para as radiossondagens lançadas em Brasília. Por outro lado, os valores resultantes para as lançadas em Foz do Iguaçu foram os piores. Essas diferenças podem estar relacionadas com o número de radiossondagens

envolvidas. Os valores da Tabela 7.2, como erro médio e o desvio padrão (dispersão), para as diferentes cidades, podem ser verificados analisando-se os gráficos do apêndice A. De forma geral, os valores mostrados, considerando todas as radiossondagens, revelam que o modelo dado pela equação (7.2) pode ser considerado satisfatório para os objetivos e aplicações deste trabalho, pois, como visto anteriormente, um erro de 3 K gera um erro de 0,25 kg/m² na estimativa do *IWV*.

Vale a pena ressaltar que a relação da temperatura média com a temperatura na superfície, dada pela equação (7.2), possui várias limitações que devem ser levadas em consideração antes de se utilizar tal equação. As radiossondagens utilizadas para gerá-la, são mal distribuídas temporalmente, pois o período de lançamento é de apenas um semestre, não englobando assim, todas as estações do ano. Além disso, a região a ser aplicada deve estar dentro ou próximo ao triângulo formado pelas cidades em que foram lançadas as radiossondas.

Apesar desse modelo ser suficiente para os objetivos deste relatório, a investigação de um modelo mais adequado deverá ser feita em trabalhos futuros. Tal modelo deverá ser desenvolvido utilizando dados de radiossondagens provenientes de todo o território brasileiro e um equacionamento mais apropriado que uma regressão linear, pois essa se mostrou inadequada para aproximar os dados avaliados nesse experimento (ver figura 7.2). A boa qualidade dos valores de *T_m* obtidos a partir dos valores de *T_s* é importante para as aplicações do GPS na meteorologia e por isso justifica tal esforço.

8. EXPERIMENTO COMPARATIVO: GPS x RADIOSSONDA

Visando atingir os objetivos destacados no início deste trabalho, foi realizado um experimento onde dados GPS foram coletados simultaneamente a duas campanhas de radiossondagem. Na primeira campanha, foram lançadas 10 radiossondas pelo Instituto de Pesquisa Meteorológica da UNESP (IPMET), no município de Bauru-SP, entre os dias 10 e 15 de julho de 2000 (que corresponde aos dias 192 a 197 do mesmo ano). A segunda campanha consiste no acompanhamento de 10 dias de radiossondagem sistemática realizada pela Força Aérea Brasileira (FAB), no município de São Paulo. Essa última campanha é composta por 19 radiossondas lançadas pelo Destacamento de Proteção ao Vôo do aeroporto Campo de Marte (DPV-MT), no período de 21 a 30 de junho de 2001 (período que corresponde aos dias 172 ao 181 de 2001).

No que se refere ao primeiro objetivo específico deste trabalho, esse experimento visa mostrar a compatibilidade dos valores do *IWV* obtidos pelo GPS e pelas radiossondas. Quanto ao segundo objetivo, pretende-se com tal experimento mostrar que os valores do atraso zenital troposférico da componente úmida, obtidos pelo processamento dos dados GPS em um software científico, são ótimos valores de referência para avaliar os modelos que tratam a influência da troposfera na propagação de sinais de rádio frequência. Para isso, tais valores serão comparados com o atraso zenital troposférico da componente úmida obtido a partir dos dados das radiossondas avaliadas neste trabalho.

8.1. Equipamentos utilizados^{8.1}

Em ambas campanhas foram utilizados um receptor GPS de dupla frequência da marca ASTECH, modelo ZXII e uma antenas da mesma marca, modelo Marine III – L1/L2 - ASH 700700.C. Para descarregar os dados durante a campanha de Bauru, o receptor foi acoplado em um computador K6 III, 400 *mHz* (adquirido com recursos fornecidos pela FAPESP). Na campanha de São Paulo foi utilizado um *notebook* da marca TOSHIBA, modelo PA2487U RG. O computador K6 também foi utilizado no tratamento e na análise dos dados obtidos nas campanhas.

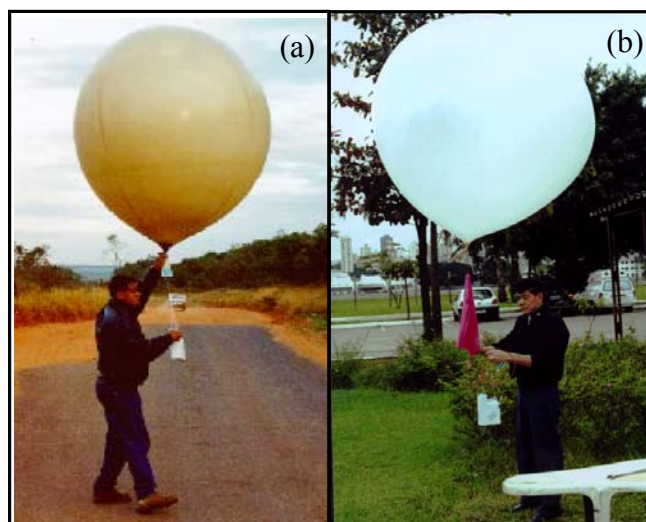


Figura 8.1. Fotografias mostrando duas radiossondas prestes a serem lançadas: (a) por um dos técnicos do Grupo de lançamento de Balões (GLB) do IPMET; (b) Por um sub-oficial da FAB na Estação Meteorológica de Altitude do Campo de Marte (EMA-MT), em São Paulo.

^{8.1} A menção das marcas não representa endosso por parte do autor deste trabalho.

As radiossondas utilizadas em ambas campanhas são da marca VAISALA, modelo RS-80, que além dos sensores meteorológicos contém um receptor GPS, que, através do método diferencial invertido, determina a direção e a velocidade do vento. Na Figura 8.1, são mostradas duas dessas radiossondas prestes a serem lançadas.

Para a coleta das medidas atmosféricas na campanha de Bauru, foi utilizada uma estação meteorológica automática da marca *Campbell Scientific, Inc.* modelo 21X, instalada na torre de operações do Grupo de lançamento de Balões (LGB). Seus sensores de temperatura e umidade são do mesmo fabricante, modelo HMP35C, e os sensores de pressão são da marca VAISALA, modelo CS105. Na campanha de São Paulo, foram utilizados os equipamentos da estação meteorológica de superfície do Aeroporto Campo de Marte (EMS-MT). O barômetro nela instalado é do tipo aneróide da marca NEGRETTI, modelo MK.2 com calibração periódica utilizando um barômetro de coluna de mercúrio da marca BENDIX FRIEZ, modelo TONELLOT.

8.2. Dados Utilizados

Os dados resultantes das campanhas realizadas são compostos por alguns arquivos contendo observações GPS e também por outros contendo medidas de alguns perfis verticais de elementos atmosféricos, realizadas pelas radiossondas, e de superfície, realizadas pela estação meteorológica.

8.2.1. Dados da campanha de Bauru

Na campanha de Bauru, a antena GPS foi colocada sobre um tripé à 1,065m de uma chapa que materializa a estação denominada BAUR, fixada sobre a superfície da torre de operações do GLB, a poucos metros do local de lançamento das radiossondas. A Figura 8.2 mostra a antena GPS sobre a torre de operação, destacando a proximidade que essa estava da estação meteorológica automática.



Figura 8.2. Fotografia mostrando o local em que a antena GPS foi instalada (próximo a outras antenas e sensores meteorológicos) e a estação meteorológica automática.

Os arquivos gerados pela coleta de dados GPS, tiveram um período de 23,5 horas, iniciado às 21h (0 hs GMT) e terminado às 20h 30min (23h 30min GMT) em todos os dias, exceto no dia 192 (10/07/2000) em que o período iniciou às 17h (início da campanha) e no dia 197 (15/07/2000), em que o período terminou às 10h (final da campanha). A taxa de coleta utilizada foi de 15 segundos e para o ângulo mínimo de elevação do satélite observado foram utilizados vários valores: 15° nos 2 primeiros dias, 10° no terceiro dia e 0° nos

demais. Esses valores foram utilizados para possibilitar a avaliação da influência da máscara de elevação utilizada na quantificação do *IWV* pelo GPS.

Nessa campanha, foram lançadas duas radiossondas por dia, uma por volta das 8h 30min e a outra às 17h 30min, totalizando 10 lançamentos no período de 10 a 15 de Julho de 2000, sendo o primeiro realizado às 17h 30min do dia 10, e o último às 8h 30min do dia 15.

Como pode ser notado na Figura 8.2, o local em que a antena GPS foi instalada não foi adequado, devido à proximidade de outras antenas, pára-raios e sensores meteorológicos instalados na torre. Devido a esse fato, foi detectado um alto nível de sinais refletidos nas observações efetuadas por essa antena. Um local mais adequado para a instalação da antena GPS não foi encontrado. A proximidade do barômetro e a minimização do número de obstáculos próximos à antena GPS foram dados influenciadores e decisivos nessa escolha.

Utilizando um *software* de análise de dados GPS, denominado TEQC (*Translation/Edit/Quality/Check*)^{8.2} a presença do multicaminho nos dados coletados na estação BAUR foi comprovada ao comparar com os dados coletados no mesmo dia por uma das estações da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC) (Fortes, 1997), denominada UEPP. Esse *software* é de domínio público, e foi desenvolvido pela *University Corporation Atmospheric Research*.

^{8.2} Maiores informações a respeito desse software podem ser obtidas no seguinte endereço eletrônico: <http://www.unavco.ucar.edu/software/teqc/>.

Na Figura 8.3 e na Figura 8.4 são mostrados os valores do multicaminho dos sinais, na portadora L1, observados no dia 194 (12/07/2000), nas estações UEPP e BAUR, respectivamente. A máscara de elevação utilizada em ambas as estações foi de 10° . A estação UEPP pode ser considerada uma boa referência, pois ela possui ótima localização. Como podem ser observados, nas figuras 8.3 e 8.4, os valores do multicaminho na estação BAUR foram maiores que os ocorridos na estação UEPP. Note a diferença nas escalas em ambas as figuras. Para o dia 194, o valor médio do multicaminho ocorrido na estação UEPP foi de $0,26m$ e na estação BAUR foi de $0,88m$. Diferenças similares a estas foram encontradas, também nos demais dias dessa campanha.

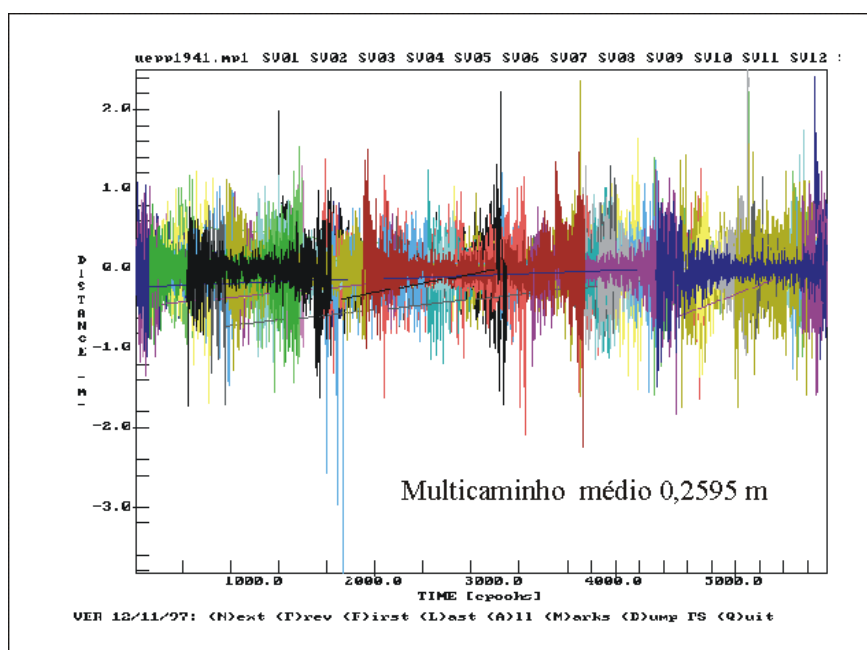


Figura 8.3. Valores do multicaminho do sinal em função das épocas do dia 194 (12/07/2000) para cada satélite observado na estação UEPP. As cores no gráfico representam diferentes satélites.

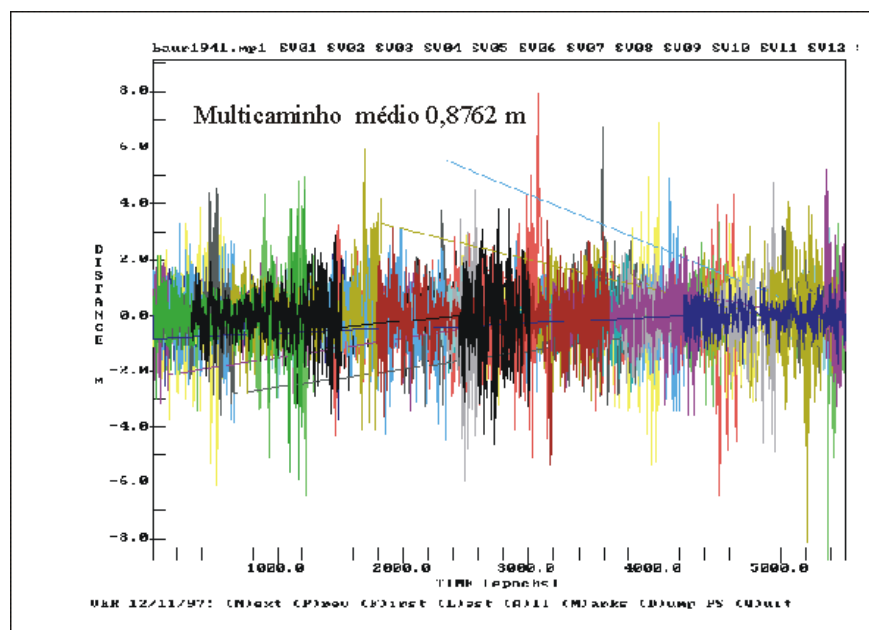


Figura 8.4. Valores do multicaminho do sinal em função das épocas do dia 194 (12/07/2000) para cada satélite observado na estação BAUR. As cores no gráfico representam diferentes satélites.

Quanto às medidas meteorológicas de superfície, os arquivos gerados pela estação automática foram compostos por valores de pressão, temperatura (máxima e mínima), umidade relativa, temperatura do ponto de orvalho, velocidade e direção do vento, com taxa de coleta de 5 minutos durante toda a campanha.

8.2.1. Dados da campanha de São Paulo

Na campanha de São Paulo, a antena GPS foi instalada sobre a caixa d'água do prédio da administração da INFRAERO (Empresa Brasileira de Infra-Estrutura Aeroportuária) a 1,42 m de uma chapa que materializa a estação, denominada SAOP, a 20 metros do local de lançamento das radiossondas. Como os sensores meteorológicos de superfície estão instalados no mesmo nível do

térreo desse prédio, a antena ficou exatamente a 11,713 m acima do barômetro. Para evitar obstáculos próximos à antena, minimizando, assim, a ocorrência de multicaminho nos sinais GPS, optou-se por fazer uma correção nos valores de pressão do que colocá-la próxima ao barômetro. A Figura 8.5 mostra a antena GPS sobre a caixa d'água da INFRAERO.



Figura 8.5. Fotografia da antena GPS instalada sobre a caixa d'água do prédio da INFRAERO. No detalhe são mostradas a antena e a chapa que materializa a estação SAOP.

Nessa campanha, os arquivos gerados na coleta de dados GPS tiveram um período aproximado de 23,5 horas, iniciado às 22h 30min (1h 30min GMT) e finalizado às 22h (1h GMT), exceto no dia 172 (21/06/2001), em que o período teve início às 9h (início da campanha) e no dia 181 (30/06/2001), em que o período terminou às 10h (final da campanha). A taxa de coleta utilizada foi de 15 segundos e o ângulo mínimo de elevação dos satélites observados foi de 0° durante toda a campanha.

Houve dois lançamentos diários de radiossonda, o primeiro do dia por volta das 8h 30min e o outro às 20h 30min, totalizando 19 lançamentos no período de 21 a 30 de Julho de 2001.

As observações meteorológicas medidas na superfície pela EMS-MT (Estação Meteorológica de Superfície do Aeroporto de Campo de Marte) foram realizadas durante todos os dias da campanha, desde as 6 h até às 23h. As quantidades medidas foram: temperatura, pressão, umidade relativa, velocidade e direção do vento, com taxa de coleta de 30 min.

8.3. Software utilizado

Foram dois os *softwares* utilizados para a realização desse experimento: o *software* comercial GPSurvey e um *software* científico denominado GOA-II. O primeiro foi empregado para a determinação das coordenadas das estações BAUR e SAOP. O segundo é responsável pela determinação precisa do atraso zenital troposférico.

8.3.1. Software GPSurvey

O *software* GPSurvey foi desenvolvido pelo fabricante de receptores TRIMBLE e é destinado a processar dados provenientes de coleta realizada por receptores dessa marca, mas também possibilita processar dados gerados por outros receptores, desde que tenham o formato padrão RINEX. Esse *software* processa dados GPS de receptores de uma ou de duas frequências, tendo como observável básica a dupla diferença. Ele estima coordenadas aplicando

diversas técnicas, como o posicionamento relativo, o estático, o cinemático e o estático rápido.

Acompanham esse sistema programas de ajustamento, de planejamento e de descarga de dados, entre outros utilitários que geram os resultados em arquivos padronizados (formato DXF). Além disso, permite a realização de transformação de coordenadas entre diferentes referenciais. O GPSurvey gerencia, processa e trata os dados GPS em uma estrutura denominada "*Project*", na qual ele agrupa as diversas informações envolvidas nessa tarefa.

8.3.2. Software GOA-II

O *software* GOA-II (*GIPSY: GPS Inferred Positioning SYstem; OASIS: Orbit Analysis and Simulation Software II*) foi desenvolvido pelo JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) e, mediante um acordo de cooperação, firmado em 1998, o Laboratório de Geodésia Espacial (LGE) da Faculdade de Ciências e Tecnologia (FCT-UNESP) dispõe desse *software*, que representa o estado da arte em processamento de dados GPS. Trata-se de uma ferramenta poderosa que deve estar presente em qualquer instituição que deseja realizar trabalhos de alta precisão, utilizando GPS.

O GOA-II é largamente utilizado por organizações científicas no mundo todo, permitindo gerar produtos e resultados, tais como efemérides precisas, parâmetros de transformação entre diferentes redes etc. Permite processar, além dos dados GPS, outros tipos de dados, como SLR (*Satellite Laser Range*) e DORIS (*Doppler Orbitography and Raio Positioning Integrated by Satellite*).

O GOA-II processa dados GPS empregando técnicas estocásticas sofisticadas, como os processos: *White Noise* e *Random Walk*. O processo *White Noise* é empregado para estimar o erro do relógio do receptor (como discutido na seção 5.1.2), e o processo *Random Walk* para tratar o atraso troposférico (seção 5.2) e o gradiente da refratividade (seção 4.2).

8.4. Determinação das coordenadas das estações utilizadas

A determinação do atraso troposférico com boa precisão requer conhecer antecipadamente as coordenadas das estações utilizadas. Para isso o *software* utilizado foi o GPSurvey e a técnica de posicionamento escolhida foi o posicionamento relativo estático. Como estação base, foi utilizada a estação UEPP, que é pertencente à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC) (Fortes, 1997), implantada e mantida pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). A estação UEPP está localizada em Presidente Prudente-SP, a aproximadamente 247 km de Bauru e 514 km de São Paulo. Ela é equipada com um receptor Trimble 4000 SSI, acoplado a uma antena do tipo *choke ring*. A taxa de coleta de 15 segundos e o ângulo de elevação mínimo dos satélites observados é de 10°.

As coordenadas da estação UEPP, em um apropriado referencial, foram fixadas nesse processamento após serem atualizadas para época média (t) dos dias em que foi realizada cada campanha, aplicando a seguinte fórmula:

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_T = \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{bmatrix} \cdot (t - t_0), \quad (8.1)$$

onde x , y e z , e V_x , V_y e V_z são, respectivamente, as coordenadas da estação UEPP e as componentes da velocidade da placa litosférica América do Sul.

As observáveis utilizadas foram: a combinação linear L_0 da pseudodistância e da fase de batimento da onda portadora. Para a obtenção das posições dos satélites GPS e as correções de seus relógios, foram utilizadas as efemérides transmitidas no processamento dos dados da estação BAUR e efemérides precisas do IGS no processamento dos dados da estação SAOP. A troposfera foi tratada pela aplicação do modelo de Hopfield (Monico, 2000), e os resíduos dessa modelagem pela estimativa de um parâmetro do atraso troposférico a cada 2 horas de dados.

8.4.1. Estação BAUR

As coordenadas da estação materializada na campanha realizada em Bauru foram determinadas ao utilizar os arquivos de dados GPS coletados nos dias 192, 194 e 195. As coordenadas da estação UEPP no SIRGAS foram atualizadas para o dia 13/07/2000 (época $t = 200,5315$), aplicando-se a equação 8.1. Os valores das componentes da velocidade da placa Litosférica América do Sul foram obtidas ao aplicar o modelo NNR NUVEL-1A (*No net Rotation – Northern University Velocity Mode 1A*) (McCarthy, 1996).

As coordenadas finais da estação BAUR foram geradas pela média aritmética das soluções fornecidas pelo processamento dos três arquivos

mencionados acima. As coordenadas geradas nesses processamentos e as respectivas médias são apresentadas na Tabela 8.1. As médias dos desvios padrão das três componentes, apresentadas nessa tabela, foram obtidas por propagação de erro. Na figura 8.6, são mostradas as discrepâncias dos valores obtidos em cada processamento com relação ao valor médio.

Tabela 8.1. Coordenadas da estação BAUR obtidas pelo GPSurvey, aplicando-se o posicionamento relativo estático.

Dia do Ano	Coordenadas (m)			Desvio Padrão (m)		
	X	Y	Z	$\hat{\sigma}_x$	$\hat{\sigma}_y$	$\hat{\sigma}_z$
192	3870008,1658	-4456201,5949	-2411395,3157	0,0073	0,0094	0,0037
194	3870008,1238	-4456201,6599	-2411395,3097	0,0028	0,0031	0,0017
195	3870008,0908	-4456201,6919	-2411395,3267	0,0026	0,0031	0,0016
Média	3870008,1268	-4456201,6489	-2411395,3173	0,0028	0,0034	0,0015

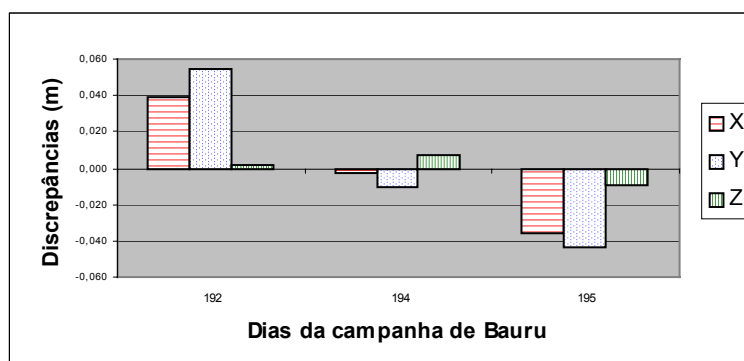


Figura 8.6. Discrepâncias com relação ao valor médio dos resultados obtidos no processamento dos dados GPS no GPSurvey para a estação BAUR.

8.4.2. Estação SAOP

A determinação das coordenadas da estação utilizada na campanha de São Paulo foi obtida ao serem utilizados os arquivos de dados GPS, coletados nos dias 173, 175, 177 e 179. Para isso as coordenadas da estação UEPP no ITRF2000 (IERS -*International Earth Rotation Service- Terrestrial Reference*

Frame 2000) (época 1997,0) foram atualizadas para o dia 25 de junho de 2001 (época $t = 2001,4795$). Para isso foram utilizados o campo de velocidades fornecido pelo ITRF2000 e a equação (8.1).

As coordenadas finais da estação SAOP foram geradas pela média aritmética das soluções fornecidas pelo processamento dos quatro arquivos. As coordenadas geradas nesses processamentos e as respectivas médias são apresentadas na Tabela 8.2. Na figura 8.7, são mostradas as discrepâncias dessas coordenadas com relação ao valor médio.

Tabela 8.2. Coordenadas da estação SAOP obtidas pelo GPSurvey, através do posicionamento relativo estático.

Dia do Ano	Coordenadas (m)			Desvio Padrão (m)		
	X	Y	Z	$\hat{\sigma}_x$	$\hat{\sigma}_y$	$\hat{\sigma}_z$
173	4018654,195	-4254509,183	-2529113,851	0,0015	0,0017	0,0009
175	4018654,155	-4254509,177	-2529113,842	0,0022	0,0027	0,0015
177	4018654,178	-4254509,195	-2529113,856	0,0021	0,0025	0,0014
179	4018654,159	-4254509,204	-2529113,851	0,0025	0,0030	0,0017
Média	4018654,172	-4254509,190	-2529114,850	0,0011	0,0013	0,0007

Visando avaliar a qualidade das coordenadas das estações determinadas pelo processamento no *software* GPSurvey, foi feita uma comparação com as coordenadas determinadas pelo GOA-II. Entre os valores médios das coordenadas determinadas pelos dois softwares na estação BAUR foi encontrada uma diferença de apenas 3,8cm. No entanto, na estação SAOP foi encontrada uma diferença de 36cm, apesar de ambas as soluções apresentarem uma discrepância máxima, com relação à média, de apenas 2cm. Pode-se afirmar que esse erro sistemático está no processamento do GPSurvey, pois ao serem processados os dados GPS coletados na estação UEPP (estação utilizada como

base no posicionamento relativo efetuado pelo GPSurvey) pelo GOA-II e comparados com as coordenadas dessa estação no ITRF2000, foi encontrada uma diferença de apenas 13mm.

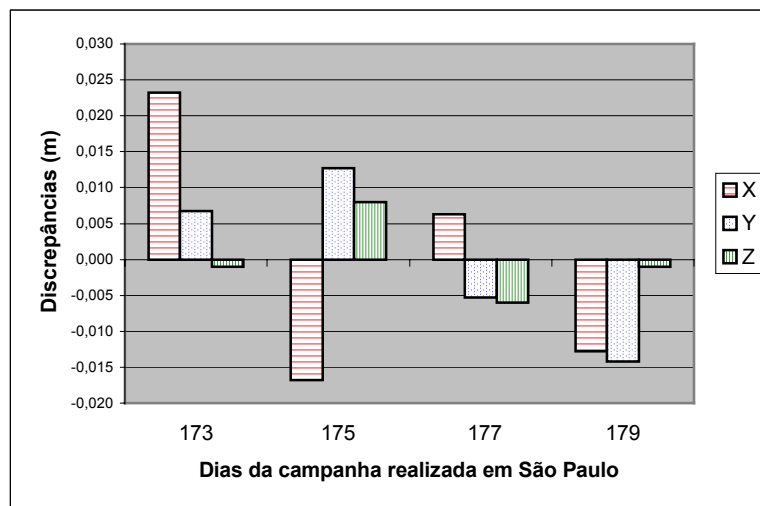


Figura 8.7. Discrepâncias com relação ao valor médio dos resultados obtidos no processamento dos dados GPS no GPSurvey para a estação SAOP.

Tabela 8.3. Coordenadas da estação SAOP obtidas pelo processamento no *software* GOA-II, aplicando o método de posicionamento por ponto de alta precisão.

Dia do Ano	Coordenadas (m)			Desvio Padrão (m)		
	X	Y	Z	$\hat{\sigma}_x$	$\hat{\sigma}_y$	$\hat{\sigma}_z$
172	4018654,193	-4254509,221	-2529113,888	0,0085	0,0065	0,0045
173	4018654,216	-4254509,236	-2529113,892	0,0037	0,0035	0,0021
174	4018654,206	-4254509,227	-2529113,890	0,0037	0,0036	0,0021
175	4018654,212	-4254509,233	-2529113,888	0,0037	0,0035	0,0021
176	4018654,211	-4254509,224	-2529113,897	0,0038	0,0038	0,0022
177	4018654,228	-4254509,244	-2529113,901	0,0039	0,0037	0,0021
178	4018654,201	-4254509,224	-2529113,884	0,0038	0,0037	0,0022
179	4018654,202	-4254509,220	-2529113,883	0,0037	0,0036	0,0022
180	4018654,200	-4254509,224	-2529113,882	0,0038	0,0037	0,0022
181	4018654,187	-4254509,218	-2529113,886	0,0067	0,0064	0,0037
Média	4018654,204	-4254509,227	-2529113,889	0,0015	0,0014	0,0008

Devido a esse fato, as coordenadas da estação SAOP determinadas pelo GPSurvey não foram utilizadas, sendo substituídas pelos valores médios dos resultados gerados pelo processamento dos dez dias de dados da campanha no GOA-II. O método utilizado foi o posicionamento por ponto de alta precisão (Monico 2000). Os valores gerados nesse processamento, e as respectivas médias resultantes são apresentados na tabela 8.3. As discrepâncias dessas coordenadas com relação ao valor médio são apresentadas na Figura 8.8.

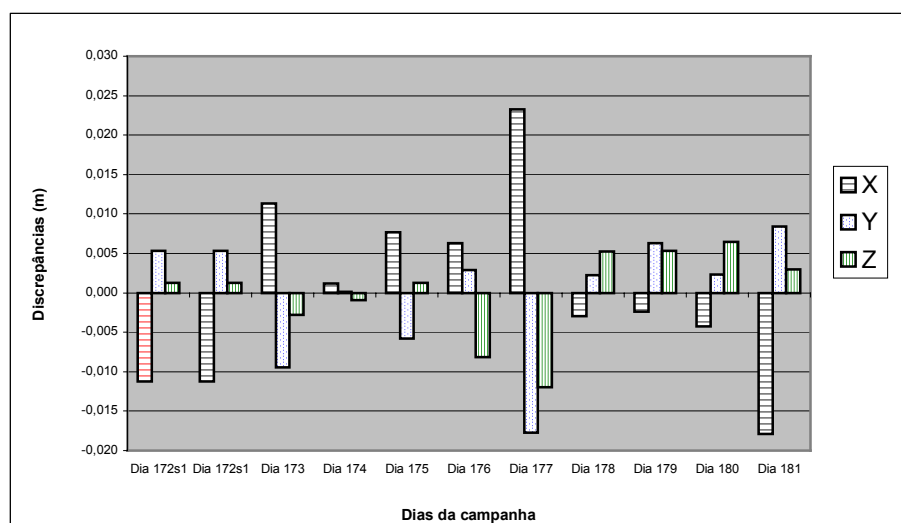


Figura 8.8. Discrepâncias com relação ao valor médio dos resultados obtidos no processamento dos dados GPS no GOA-II para a estação SAOP.

8.5. Estratégia de processamento dos dados GPS para a estimativa dos valores do atraso zenital troposférico

Para a estimativa do atraso zenital troposférico, os dados GPS, obtidos em ambas as campanhas, foram processados no *software* GOA-II utilizando-se do método de posicionamento por ponto de alta precisão, como

discutido na seção 5.1.2. O intervalo de processamento foi de 30 segundos em ambas as campanhas. A máscara de elevação dos satélites observados foi de 15° para os dados coletados na campanha de Bauru e 10° para o processamento dos dados coletados na campanha de São Paulo. Apesar do ângulo de 10° ser mais adequado, foi escolhido o ângulo de 15° para a máscara de elevação no processamento dos dados de Bauru, para minimizar o efeito dos sinais refletidos, que tiveram considerável ocorrência nessa campanha.

A função de mapeamento utilizada nesse processamento foi a de Niell (Niell, 1996), que é uma das funções disponíveis pelo GOA-II. O gradiente da refratividade foi estimado por meio do processo estocástico *Random Walk* (seção 5.2). O erro do relógio do receptor foi estimado no processamento, adotando-se, como oscilador padrão todos os relógios dos satélites GPS. As órbitas e correções dos relógios dos satélites utilizados no processamento foram as produzidas pelo JPL, acessível via ftp *anonymous* ([sideshow.jpl.nasa.gov](ftp://sideshow.jpl.nasa.gov)).

As coordenadas da estação BAUR foram injuncionadas utilizando como valores iniciais, a média apresentada na Tabela 8.1. De forma análoga, as coordenadas da estação BAUR foram injuncionadas utilizando o valor médio apresentado na tabela 8.3.

O valor aproximado do atraso zenital da componente hidrostática foi calculado a partir da seguinte fórmula:

$$D_{ZH} \cong 1,013 * 2,27 * \exp(-h_0 * 0,116 * 10^{-3}) = 2,1367 m, \quad (8.2)$$

onde h_0 é a altitude geométrica da estação. Para a estação BAUR o valor resultante é $2,1367m$ e para a estação SAOP o valor resultante é $2,1127m$.

O atraso da componente úmida assim como os resíduos da componente hidrostática foram tratados no GOA-II pela aplicação do processo estocástico *Random Walk* em lotes de dados de 5 minutos de coleta. Para o processamento dos dados da campanha de Bauru a taxa de variação da incerteza do atraso troposférico utilizada foi de 3 mm para a raiz quadrada de uma hora (seção 5.2). Para a campanha de São Paulo o valor utilizado para essa taxa foi de 2 cm para a raiz quadrada de uma hora. O valor inicial associado ao atraso zenital troposférico úmido foi de $0,25m$, com um desvio padrão de $0,10m$. Dessa forma o GOA-II gerou, para cada um dos dias de ambas as campanhas, um arquivo contendo a soma dos valores do atraso zenital da componente úmida com os resíduos da componente hidrostática, em intervalos de 5 minutos.

Ao somar os valores contidos nos arquivos gerados pelo GOA-II com os valores aproximados de D_{ZH} (equação (8.2)), obteve-se o atraso troposférico total para cada período de 5 minutos das campanhas. Subtraindo desses valores o atraso troposférico hidrostático, determinados de forma precisa pela aplicação dos valores de pressão atmosférica na equação (3.23), chegou-se nas estimativas do atraso zenital da componente úmida (D_{ZW}). Essas estimativas foram utilizadas na avaliação dos modelos que tratam a influência da troposfera nas observações GPS e na determinação dos valores de IWV.

Na campanha realizada em São Paulo, como a antena GPS ficou $11,713m$ acima do barômetro, houve a necessidade de se efetuar uma correção dos

valores de pressão medidos pela estação EMS-MT. O gradiente vertical dos valores de pressão utilizado foi de $0,1111hPa/m$. Dessa forma, os valores de pressão atmosférica na altitude da antena foram obtidos ao subtrair $1,3014hPa$ dos valores de pressão medidos pelo barômetro da estação EMS-MT.

8.6. Conversão das estimativas do D_{ZW} em valores de IWV

Uma vez estimado os valores do atraso zenital troposférico da componente úmida D_{ZW} , pode-se obter a quantificação do vapor d'água atmosférico (IWV) ao aplicá-los na equação (6.7) juntamente com a equação (6.8) que podem ser apresentadas simultaneamente pela seguinte expressão:

$$IWV = \frac{D_{ZW} 10^6}{R_w \left[k_2' + \frac{k_3}{Tm} \right]}, \quad (8.3)$$

onde os valores da temperatura média (Tm) foram obtidos ao aplicar a equação (7.2), a partir dos valores de temperatura medidos na superfície pela estação automática na campanha de Bauru e pela EMS-MT, na campanha de São Paulo.

Como a coleta das medidas de pressão na campanha de Bauru foi realizada continuamente pela estação automática, todas as estimativas do D_{ZW} foram convertidas em valores de IWV . Por outro lado, na campanha de São Paulo, nem todas estimativas de D_{ZW} foram aproveitadas para esse fim, pois a coleta das medidas de pressão foram realizadas apenas durante o período diário das 6h às 23 h. Esses valores serão apresentados posteriormente e comparados com os valores produzidos pelas radiossondas em cada uma das campanhas separadamente.

8.7. Processamento dos dados das radiossondagens

A partir dos perfis dos elementos atmosféricos medidos pelas radiossondas, foram determinados os valores de IWV e valores do D_{ZW} para avaliar a qualidade dos valores estimados via GPS.

8.7.1. Determinação dos valores do IWV via radiossondagem

A quantificação do vapor d'água atmosférico a partir dos dados de radiossondagens foi bastante detalhada na seção 2.3.1, não necessitando de detalhes adicionais. Como foram apresentados dois métodos, é necessário informar que o método utilizado foi aquele baseado na razão de mistura do ar saturado. A altitude superior da integração numérica realizada nessa determinação é a mesma alcançada por cada uma das radiossondas avaliadas que, em média foi 22 km acima da superfície terrestre.

Para minimizar os trabalhos e a ocorrência de erros ao tratar os dados computacionalmente, foi desenvolvido um programa em linguagem FORTRAN que determina os valores do D_{ZW} a partir de um arquivo de dados de uma radiossondagem. Esse programa é apresentado no Apêndice B.

No Apêndice C, são apresentados os valores do vapor d'água atmosférico em função da altitude, para cada uma das radiossondas avaliadas nesse trabalho. Tais perfis mostram a concentração do vapor d'água ao longo da coluna vertical percorrida pelas radiossondas. Nesse Apêndice também estão contidos os perfis de temperatura em função das variações da altitude, formados

pelos valores medidos pelas radiossondas. Esses perfis informam as ocorrências das inversões térmicas e a altura da troposfera, entre outras informações.

8.7.2. Determinação dos valores do D_{ZW} via radiossondagem

O atraso zenital da componente úmida (D_{ZW}) foi determinado ao serem aplicados os valores medidos pelas radiossondas em uma integração numérica via a equação (3.24):

$$D_{ZW} = 10^{-6} \int (k_2' \frac{e}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{e}{T^2} Z_w^{-1}) dh,$$

com relação aos incrementos de altitude dh . Os valores das constantes de refratividade k_2' e k_3 utilizados são os mesmos apresentados na Tabela 3.1. Os valores de temperatura (T) foram os medidos pelas radiossondas e os de pressão parcial do vapor d'água foram obtidos a partir da temperatura do ponto de orvalho, também fornecida pelas radiossondas. Os valores da constante de compressibilidade (Z_w) foram obtidos ao serem aplicados os valores de temperatura e pressão na equação (3.12b).

Pelo mesmo motivo destacado anteriormente, na determinação do D_{ZW} via radiossonda, foi desenvolvido um programa, em linguagens FORTRAN, que determina os valores do I_{WV} a partir de um arquivo de dados gerados por uma radiossonda, após alguns remanejamentos das informações contidas no mesmo. O código desse programa também é apresentado no apêndice B.

8.8. Resultados

Os valores do D_{ZW} e do IWV , gerados pelo processamento das observações efetuadas pela antena GPS e a pelas radiossondas, são apresentados nessa seção e mostram a compatibilidade dos resultados fornecidos por ambas as técnicas. Para facilitar as análises desses resultados, detalhes da estratégia empregada no processamento dos dados são apresentados na Tabela 8.4.

8.8.1. Comparação dos valores de IWV /GPS x IWV /radiossondas

Como foram realizadas duas campanhas com características bastante adversas, os valores de IWV nelas obtidos serão apresentados separadamente.

8.8.1.1. Resultados da comparação dos valores de IWV obtidos em Bauru

Os valores de IWV gerados pelo processamento dos dados GPS coletados na campanha realizada em Bauru e pela aplicação da temperatura média fornecida pela equação (7.2) são apresentados na Figura 8.9, contendo valores médios para cada período de 1 hora dessa campanha. Nesta mesma figura são plotados os valores de IWV resultantes do processamento dos dados das radiossondas lançadas, visando avaliar a compatibilidade entre essas técnicas.

Para ressaltar as diferenças obtidas entre os valores gerados pelos dois métodos de determinação do IWV , nas Figuras de 8.10 a 8.15, são apresentados os valores gerados para cada um dos dias da campanha separadamente. Os valores contidos nessas figuras têm período de 5 minutos, sendo as mesmas épocas em

que o GOA-II gerou os valores do atraso troposférico. Os valores médios calculados para cada hora da campanha também estão incluídos nessas figuras (representados por cruces). Eles são os mesmos plotados na Figura 8.9.

Tabela 8.4. Detalhes da estratégia utilizada no processamento dos dados para a determinação dos valores de *IWV*.

Itens considerados	Processamento dos dados da campanha de Bauru	Processamento dos dados da campanha de São Paulo
Coordenadas da estação	X=3870008,127 Y=-4456201,649 Z=-2411395,317	X=4018654,204 Y=-4254509,227 Z=-2529113,889
Desvio Padrão das coordenadas	$\sigma_x=0,55$ $\sigma_y=0,45$ $\sigma_z=0,05$	$\sigma_x=0,02$ $\sigma_y=0,02$ $\sigma_z=0,02$
Intervalo de Processamento	30 segundos	30 segundos
Angulo mínimo de elevação dos satélites observados	15°	10°
Taxa de aumento da variância do Dzw	3,0 mm/ \sqrt{h}	2,0 cm/ \sqrt{h}
Função de Mapeamento	Niell	Niell
Valor inicial do parâmetro D_{ZW}	0,25m	0,25m
Desvio Padrão do parâmetro D_{ZW}	0,10m	0,10m
Dimensão dos lotes em que foram determinados os valores de D_{ZW}	5 minutos	5 minutos
Valores constantes do D_{ZH}	2,1367m	2,1127m
Intervalo entre as medidas de temperatura e pressão na superfície	5 minutos	30 minutos
Número de radiossondas Avaliadas	10	19
Valores de temperatura média troposférica	Equação (7.2)	Equação (7.2)
Valores precisos do D_{ZH}	Equação (3.23)	Equação (3.23)
Período da campanha	Dia 192 a 197 de 2000	Dia 172 a 181 de 2001

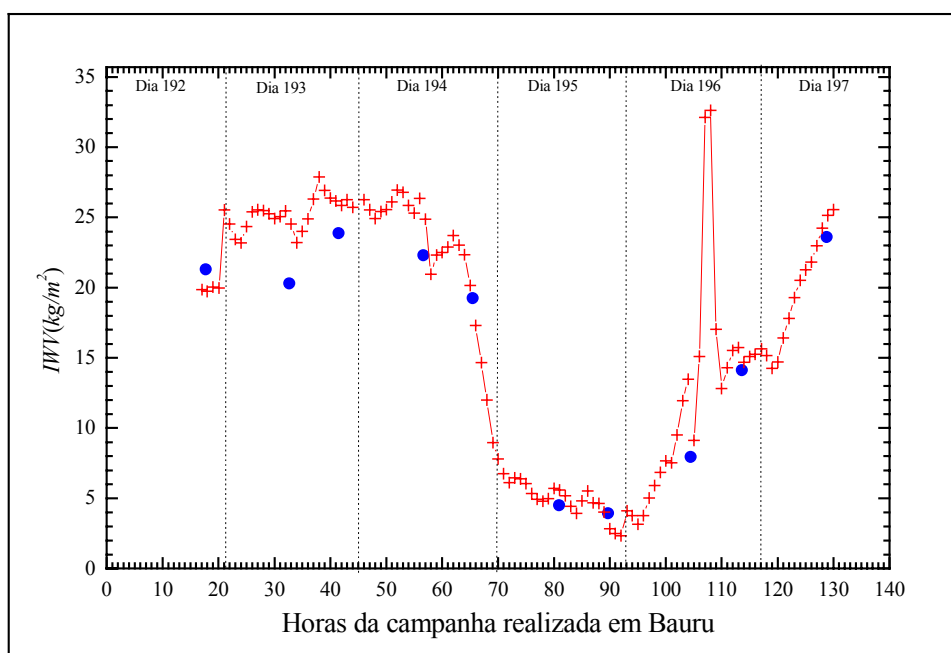


Figura 8.9. Valores do $I WV$ obtidos pelas observações GPS (cruz) e os valores gerados pelas radiossondas (círculo cheio). A primeira hora da campanha foi às 0h do dia 192 (10/07/2000), e a última foi às 10h do dia 197 (15/07/2000).

As diferenças nos valores gerados pela utilização de ambos os métodos na determinação do $I WV$ (GPS e radiossonda) são apresentadas na Tabela 8.5, além de informações a respeito do lançamento das radiossondas avaliadas. Os números do $I WV$ /GPS apresentados nessa tabela foram obtidos pela média aritmética dos valores calculados no período em que as radiossondas percorreram os dez primeiros km da atmosfera. A época de referência para efetuar essa comparação é a época média do intervalo de tempo necessário para cada uma das radiossondas percorrer os dez primeiros quilômetros da atmosfera.

Tabela 8.5. Comparação entre os valores de *IWV* obtidos pelo GPS e pelos lançamentos das radiossondas efetuados em Bauru.

Data	Radiossondas avaliadas			<i>IWV</i> (kg/m^2)	<i>IWV</i> /GPS Média do período (kg/m^2)	Diferenças (kg/m^2)
	Horário de Lançamento	Horário que atingiu 10 km	Época de referência			
10/07/00	17:25	18:05	17:45	21,310	19,784	1,526
11/07/00	8:24	8:53	8:40	20,285	25,456	-5,171
11/07/00	17:14	17:45	17:30	23,869	25,950	-2,081
12/07/00	8:26	8:57	8:40	22,300	26,570	-4,270
12/07/00	17:14	17:45	17:30	19,248	19,087	0,161
13/07/00	8:42	9:11	8:55	4,497	5,633	-1,136
13/07/00	17:21	17:55	17:40	3,931	3,316	0,615
14/07/00	8:14	8:45	8:30	7,945	11,529	-3,584
14/07/00	17:19	17:51	17:35	14,114	14,854	-0,740
15/07/00	8:32	9:03	8:45	23,585	24,960	-1,375

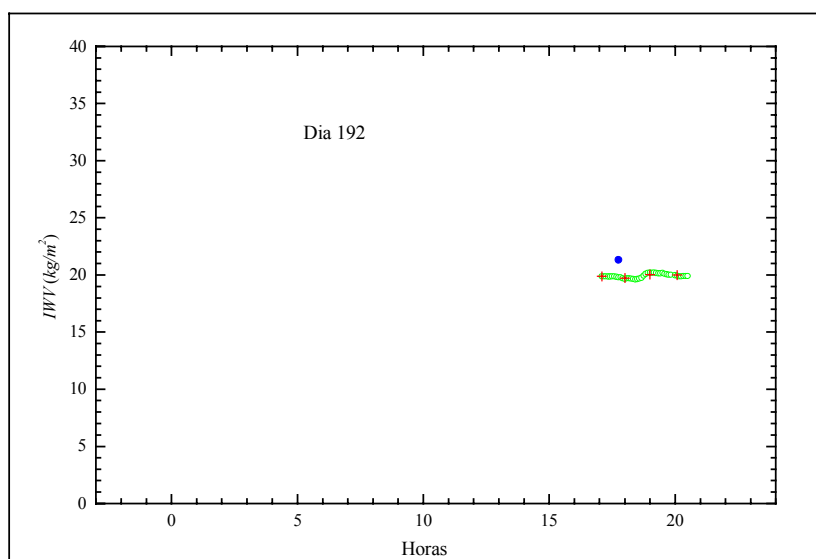


Figura 8.10. Valores do *IWV* obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 192 (10/07/2000), e pela radiossonda lançada em Bauru no mesmo dia (círculo cheio).

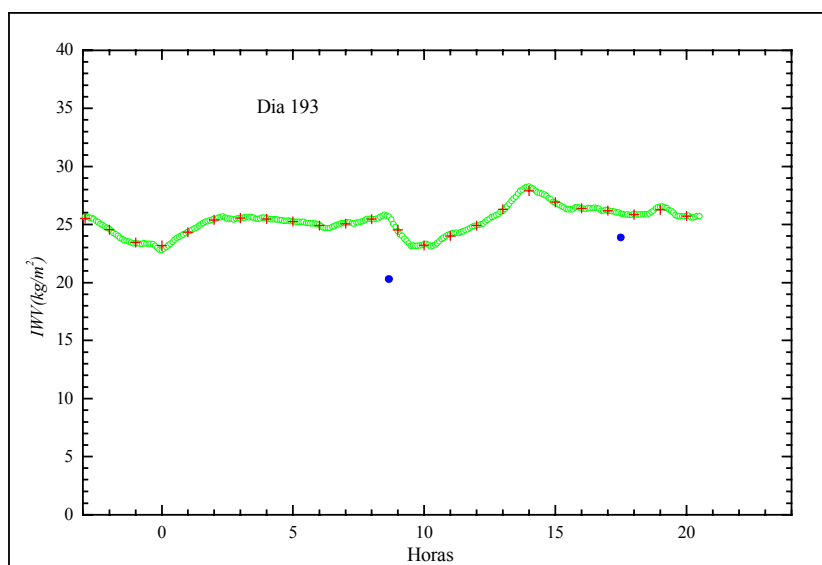


Figura 8.11. Valores do $I WV$ obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 193 (11/07/2000), e pelas radiossondas lançadas em Bauru no mesmo dia (círculo cheio).

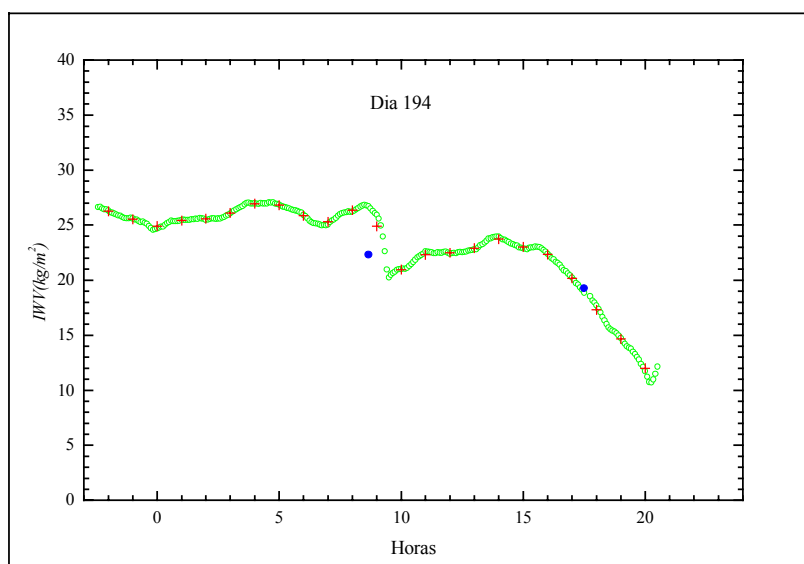


Figura 8.12. Valores do $I WV$ obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 194 (12/07/2000), e pelas radiossondas lançadas em Bauru no mesmo dia (círculo cheio).

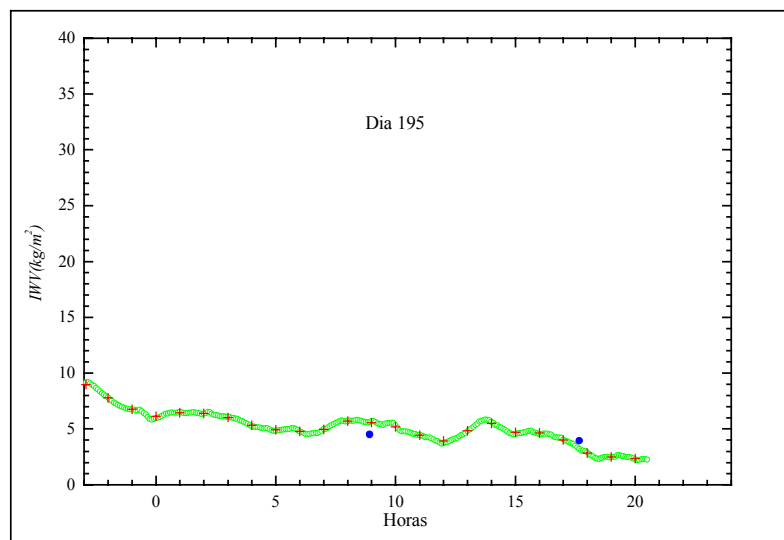


Figura 8.13. Valores do *IWW* obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 195 (13/07/2000), e pelas radiossondas lançadas em Bauru no mesmo dia (círculo cheio).

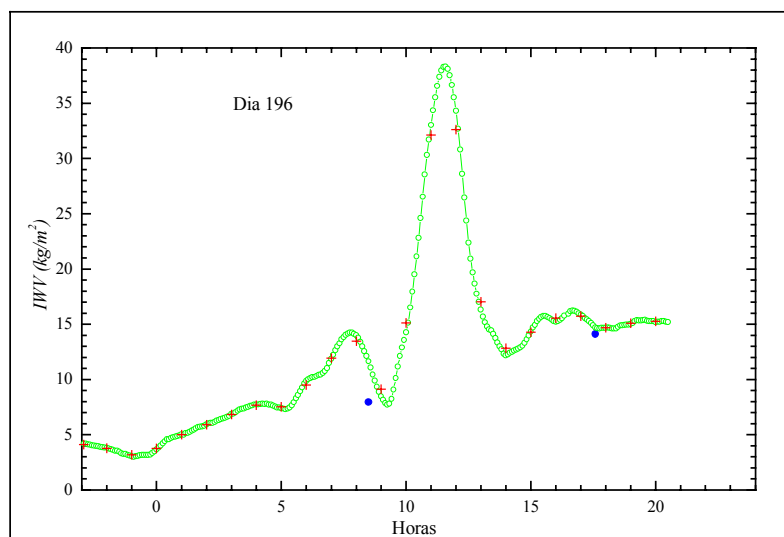


Figura 8.14. Valores do *IWW* obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 196 (14/07/2000), e pelas radiossondas lançadas em Bauru no mesmo dia (círculo cheio).

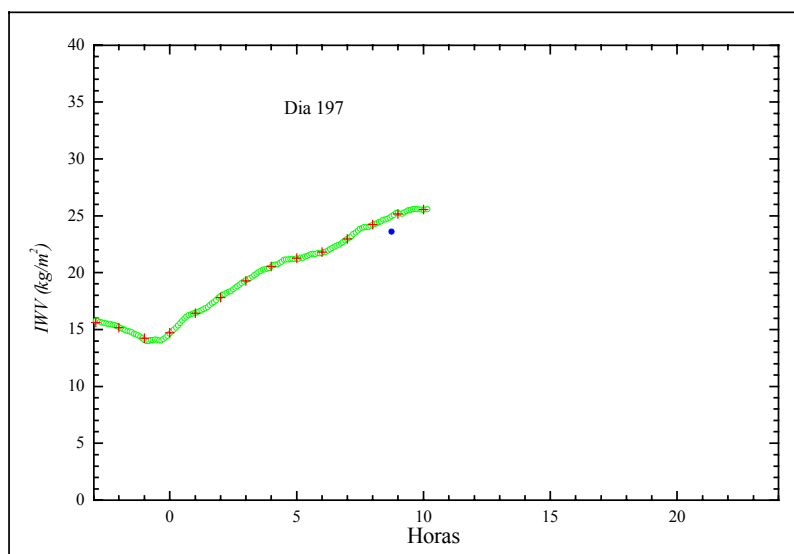


Figura 8.15. Valores do IWW obtidos pelas observações GPS (cruz e círculo aberto) do dia 197 (15/07/2000), e pela radiossonda lançada em Bauru no mesmo dia (círculo cheio).

8.8.1.2 Resultados da comparação dos valores de IWW obtidos em São Paulo

Na Figura 8.16, são apresentados os valores de IWW determinados a partir do processamento dos dados GPS coletados na campanha realizada em São Paulo. Tais valores se referem à média para cada período de 30 minutos dessa campanha. Nessa figura são plotados também os valores de IWW provenientes das radiossondas.

Como na seção anterior, para ressaltar as diferenças obtidas entre os valores gerados pelos dois métodos de determinação do IWW , os valores apresentados na Figura 8.16 são reapresentados nas Figuras 8.17 a 8.19 com ampliação da escala gráfica. As duas primeiras figuras contêm três dias de campanha, e a última contém os quatro dias restantes. Nesses gráficos, pode-se

notar a descontinuidade dos valores de IWV devido à falta de medidas de temperatura e de pressão atmosférica de superfície, pois o período de coleta diária na EMS-MT é das 6h às 23h.

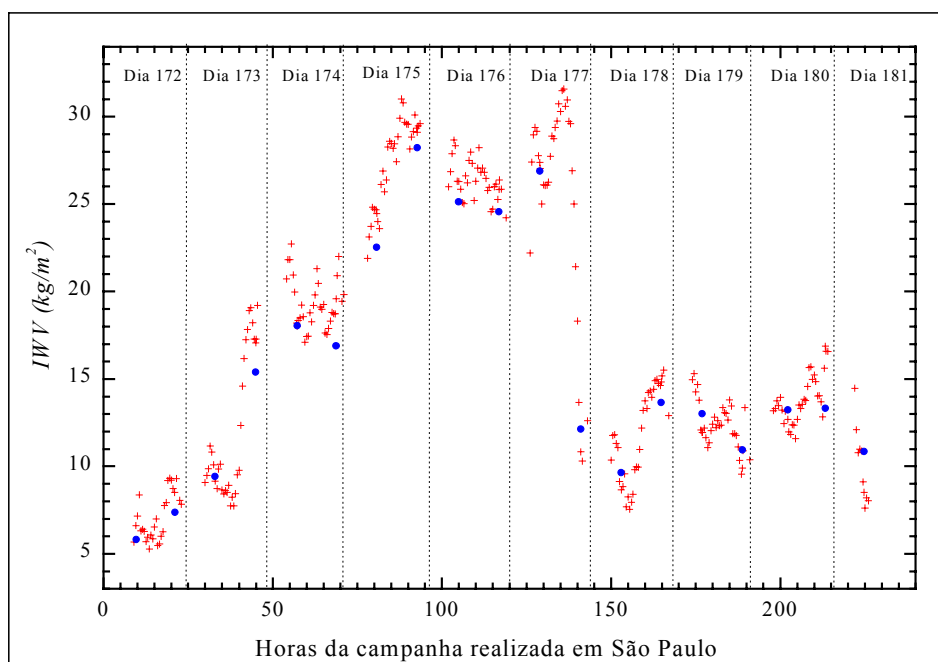


Figura 8.16. Valores do IWV obtidos pelas observações GPS (cruz) para cada 30 minutos da campanha realizada em São Paulo, e os valores gerados pelas radiossondas (circulo cheio). A primeira hora da campanha foi às 0h do dia 172, e a última foi às 10h do dia 181.

Analogamente a campanha realizada em Bauru, as diferenças nos valores gerados pela utilização de ambos os métodos na determinação do IWV (GPS e radiossonda), são apresentadas na Tabela 8.6. Os valores do IWV /GPS apresentados nessa tabela foram obtidos a partir da média aritmética das estimativas do D_{ZW} (intervalos de 5 minutos) no período em que as radiossondas percorreram os dez primeiros km da atmosfera. A época de referência do

lançamento para efeito de comparação é a época média desse período. Os valores de temperatura e pressão foram obtidos por interpolação dos valores medidos nos instantes mais próximos à época de referência de cada lançamento.

Tabela 8.6. Diferenças entre os valores de *IWV* gerados pelas observações GPS realizadas em São Paulo e pelas radiossondas.

Data	Radiossondas avaliadas			<i>IWV</i> (kg/m^2)	<i>IWV</i> /GPS Média do período (kg/m^2)	Diferenças (kg/m^2)
	Horário de Lançamento	Horário que atingiu 10 km	Horário de referência			
21/06/01	9:23	9:52	9:40	5,806	6,553	-0,747
21/06/01	20:52	21:15	21:05	7,380	8,719	-1,339
22/06/01	8:46	9:11	9:00	9,429	9,166	0,263
22/06/01	20:44	21:08	20:55	15,383	17,073	-1,690
23/06/01	9:02	9:27	9:15	18,041	18,016	0,025
23/06/01	20:30	20:55	20:45	16,901	19,578	-2,677
24/06/01	8:30	8:55	8:45	22,526	24,468	-1,942
24/06/01	20:30	20:56	20:45	28,220	29,099	-0,879
25/06/01	8:45	9:08	9:00	25,139	26,297	-1,158
25/06/01	20:34	21:05	20:50	24,544	25,831	-1,287
26/06/01	8:42	9:07	8:55	26,887	27,385	-0,498
26/06/01	20:45	21:11	21:00	12,138	10,835	1,303
27/06/01	8:47	9:18	9:00	9,645	8,652	0,993
27/06/01	20:35	21:01	20:50	13,636	14,846	-1,210
28/06/01	8:43	9:08	8:55	13,014	11,947	1,067
28/06/01	20:33	20:59	20:45	10,945	9,903	1,042
29/06/01	10:01	10:27	10:15	13,214	12,699	0,515
29/06/01	21:06	21:32	21:20	13,323	16,870	-3,547
30/06/01	8:31	9:01	8:45	10,859	8,513	2,346

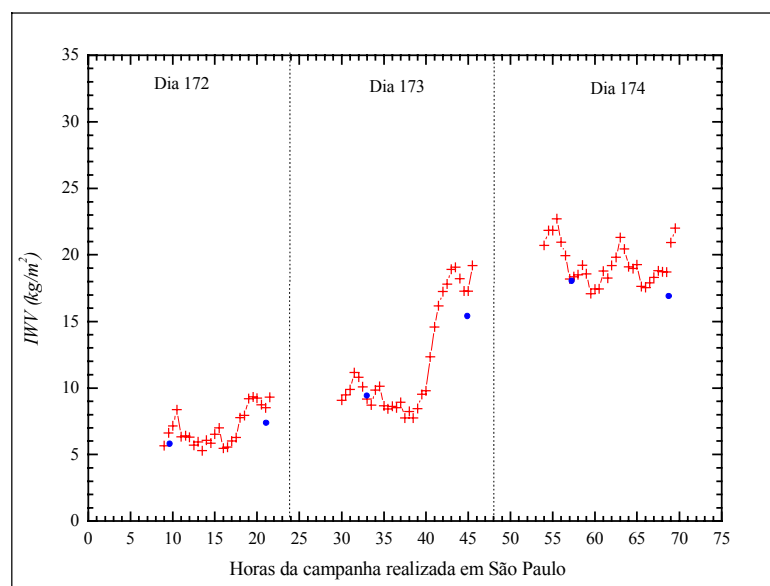


Figura 8.17. Valores do IWP obtidos pelas observações GPS (cruz) dos dias 172 à 174 (21/06/2001 à 23/06/2001), e pelas radiossondas lançada em São Paulo nesses mesmos dias (círculo cheio).

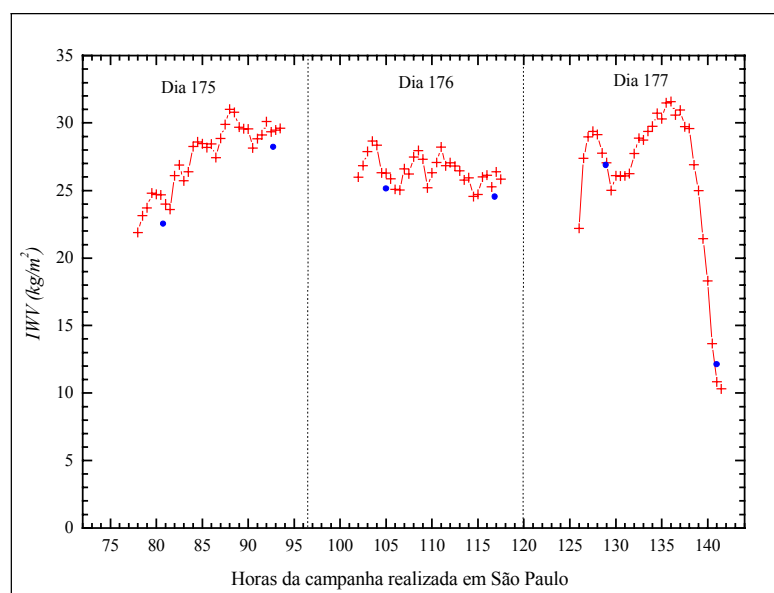


Figura 8.18. Valores do IWP obtidos pelas observações GPS (cruz) dos dias 175 à 177 (24/06/2001 à 26/06/2001), e pelas radiossondas lançada em São Paulo nesses mesmos dias (círculo cheio).

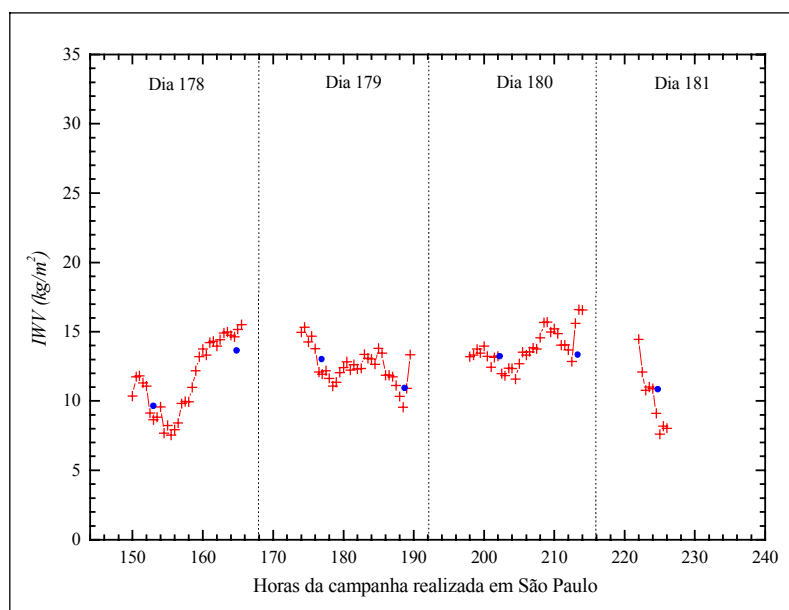


Figura 8.19. Valores do $I WV$ obtidos pelas observações GPS (cruz) dos dias 178 à 181 (27/06/2001 à 30/06/2001), e pelas radiossondas lançada em São Paulo nesses mesmos dias (circulo cheio).

Considerando verdadeiros os valores fornecidos pelas radiossondas, pode-se determinar a acurácia dos valores do $I WV$ gerados pelo GOA-II. Na tabela 8.7, são apresentados os valores do erro médio, do desvio padrão e do EMQ , resultantes da comparação dos valores do $I WV$ obtidos pelas duas técnicas avaliadas. Tais valores foram obtidos pela aplicação das equações (6.15), (6.17) e (6.18).

Tabela 8.7. Indicativos da qualidade dos valores $I WV$ obtidos via GPS comparados com os gerados pelas radiossondas.

Local da campanha	Número de radiossondas	Erro médio (kg/m^2)	Desvio padrão (kg/m^2)	EMQ (kg/m^2)
Bauru	10	-1,606	2,241	2,757
São Paulo	19	-0,496	1,810	1,877
Todos	29	-0,878	1,805	2,007

8.8.2. Comparação dos valores de D_{ZW}/GPS x $D_{ZW}/radiossondas$

Os valores do atraso zenital troposférico da componente úmida (D_{ZW}), determinados via GPS são comparados com os valores obtidos pela integração numérica das medidas de temperatura e pressão efetuadas pelas 29 radiossondas lançadas na campanha de Bauru e de São Paulo.

Na Figura 8.20, são apresentados os valores do D_{ZW} obtidos na campanha de Bauru, juntamente com os valores gerados pelas dez radiossondas lançadas nessa campanha. Os valores D_{ZW}/GPS plotados nessa figura se referem aos valores médios para cada período de uma hora da campanha.

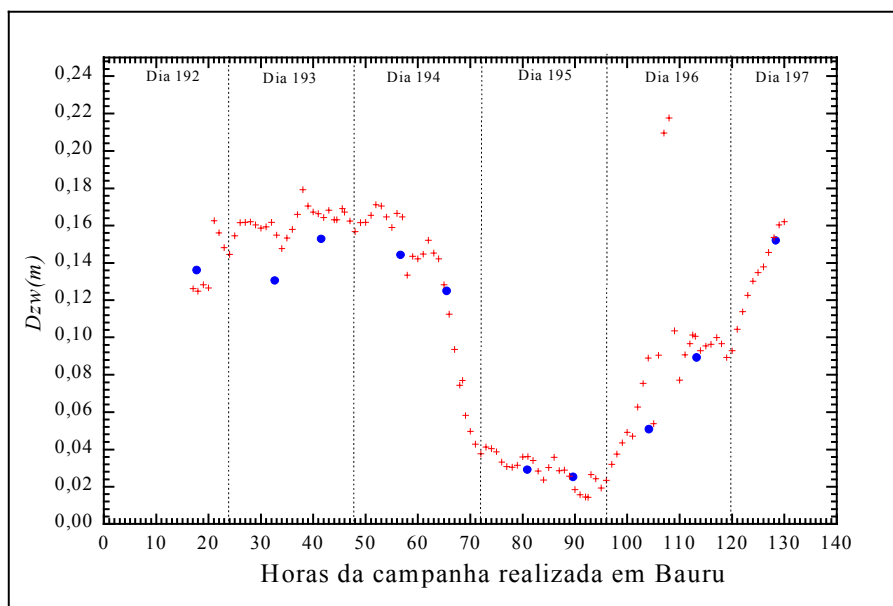


Figura 8.20. Valores do atraso zenital troposférico da componente úmida determinados pelas observações GPS (cruz) e pelos lançamentos das radiossondas (círculos cheios).

De forma análoga à Figura 8.20, na Figura 8.21 são apresentados os valores do D_{ZW} obtidos pelo processamento dos dados GPS da campanha realizada em São Paulo e pela integração numérica dos valores medidos pelas 19 radiossondas nela lançadas. Nessa figura, os valores D_{ZW}/GPS se referem à média para cada período de 30 minutos da campanha.

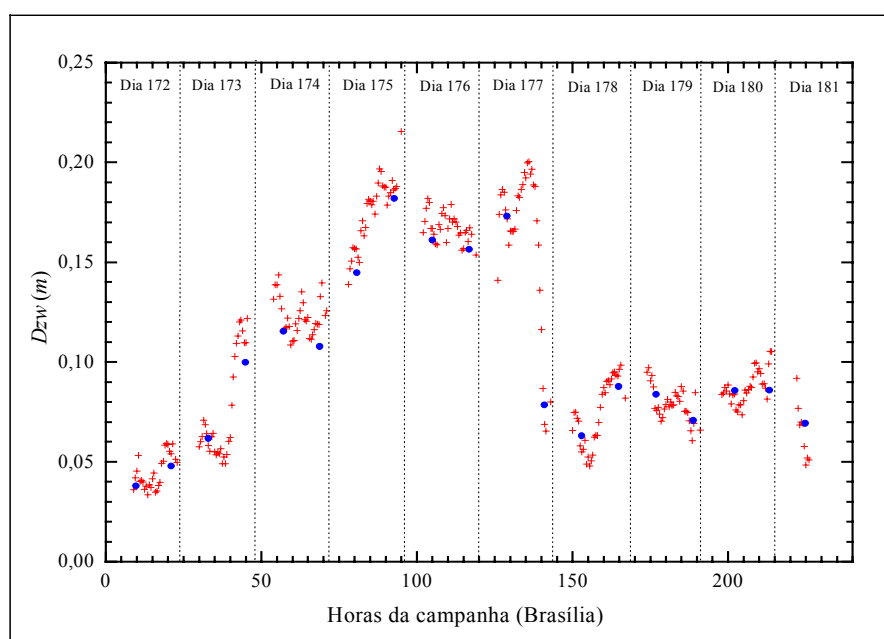


Figura 8.21. Valores do atraso zenital troposférico da componente úmida determinados pelas observações GPS (cruz), e pelos lançamentos das radiossondas (círculos cheios).

Analogamente aos valores de IWV , na Tabela 8.8 e 8.9, são apresentadas as diferenças nos valores gerados pela utilização de ambos os métodos na determinação do D_{ZW} nas campanhas de Bauru e São Paulo, respectivamente. Os números do D_{ZW}/GPS apresentados nessa tabela são os mesmos utilizados para determinar os valores de IWV/GPS apresentados nas Tabelas 8.5 e 8.6.

Tabela 8.8. Diferenças entre os valores do D_{ZW} /GPS e os valores obtidos pelas radiossondas, na campanha realizada em Bauru.

Data	Radiossondas avaliadas			D_{ZW} (m)	D_{ZW} /GPS Média do período (m)	Diferenças (m)
	Horário de Lançamento	Horário que atingiu 10 km	Época de referência			
10/07/00	17:25	18:05	17:45	0,126	0,136	0,010
11/07/00	8:24	8:53	8:40	0,163	0,131	-0,034
11/07/00	17:14	17:45	17:30	0,165	0,153	-0,012
12/07/00	8:26	8:57	8:40	0,170	0,144	-0,026
12/07/00	17:14	17:45	17:30	0,120	0,125	0,005
13/07/00	8:42	9:11	8:55	0,036	0,029	-0,007
13/07/00	17:21	17:55	17:40	0,020	0,025	0,005
14/07/00	8:14	8:45	8:30	0,085	0,051	-0,034
14/07/00	17:19	17:51	17:35	0,098	0,089	-0,009
15/07/00	8:32	9:03	8:45	0,157	0,152	-0,005

Tabela 8.9. Diferenças entre os valores do D_{ZW} /GPS e os valores obtidos pelas radiossondas, na campanha realizada em São Paulo.

Data	Radiossondas avaliadas			D_{ZW} (m)	D_{ZW} /GPS Média do período (m)	Diferenças (m)
	Horário de lançamento	Horário que Atingiu 10 km				
21/06/01	9:23	9:52		0,0379	0,0416	-0,004
21/06/01	20:52	21:15		0,0478	0,0553	-0,008
22/06/01	8:46	9:11		0,0617	0,0582	-0,004
22/06/01	20:44	21:08		0,0997	0,1084	0,009
23/06/01	9:02	9:27		0,1154	0,1143	-0,001
23/06/01	20:30	20:55		0,1077	0,1242	0,017
24/06/01	8:30	8:55		0,1447	0,1553	0,011
24/06/01	20:30	20:56		0,1819	0,1846	0,003
25/06/01	8:45	8:08		0,1610	0,1669	0,006
25/06/01	20:34	20:57		0,1564	0,1639	0,007
26/06/01	8:42	8:07		0,1731	0,1738	-0,001
26/06/01	20:45	21:11		0,0784	0,0688	-0,010
27/06/01	8:47	9:18		0,0630	0,0549	-0,008
27/06/01	20:35	21:01		0,0877	0,0942	0,007
28/06/01	8:43	9:08		0,0837	0,0758	-0,008
28/06/01	20:33	20:59		0,0706	0,0628	-0,008
29/06/01	10:01	10:27		0,0857	0,0806	-0,005
29/06/01	21:06	21:32		0,0859	0,1071	0,021
30/06/01	8:31	9:01		0,0692	0,0540	-0,015

Considerando a quantificação do D_{ZW} obtida pelas radiossondas como valor correto, pode-se avaliar a acurácia dos valores obtidos pelo processamento das observações GPS com a ajuda dos valores do erro médio, desvio padrão e do EMQ obtidos pela aplicação das equações (6.15), (6.17) e (6.18), respectivamente.

Tabela 8.10 Indicativos da qualidade dos valores D_{ZW} obtidos via GPS comparados com os gerados pelas radiossondas.

Local da campanha	Número de radiossondas	Erro médio (m)	Desvio padrão (m)	EMQ (m)
Bauru	10	0,010	0,015	0,018
São Paulo	19	0,002	0,009	0,010
Todos	29	0,008	0,023	0,021

8.9. Análise dos resultados

Analisando as Figuras 8.9 e 8.16, pode-se notar que os valores de IWW/GPS mostram boa compatibilidade com os valores gerados pelas radiossondas avaliadas. Nessa análise, o fato de que também as radiossondas apresentam incertezas em seus valores não pode deixar de ser considerado. Isso pode ser observado na tabela 6.4, onde são mostrados os resultados da comparação dos valores gerados pelas radiossondas com os gerados pelos WVRs. Por esse motivo os valores das quantidades estatísticas apresentadas nesse trabalho são relativos e representam os erros do IWW/GPS com relação aos valores gerados pelas radiossondas.

Os valores apresentados na Tabela 8.7 mostram uma boa acurácia entre os valores de IWW gerados pelo processamento dos dados GPS e

pelas radiossondas. Os valores obtidos na campanha de Bauru foram piores que os obtidos na campanha de São Paulo, devido à presença de diversos fatores que prejudicaram os resultados do *IWW*/GPS obtidos na primeira campanha. Entre esses fatores pode-se destacar o multicaminho, a alta atividade ionosférica e outros efeitos sistemáticos desconhecidos.

A forte ocorrência de multicaminho, ocasionado pelos obstáculos localizados próximos da estação BAUR, influenciou os resultados na determinação do *IWW* na campanha realizada em Bauru. Devido à presença desse efeito, as coordenadas dessa estação tiveram que ser precariamente injuncionadas, pois utilizando valores menores para o desvio padrão dessas coordenadas (*2cm* ao invés de *55cm* como foi usado), os resultados foram muito piores.

Nessa campanha, além da ocorrência de multicaminho, houve a presença de um erro sistemático nos resultados do dia 193 e parte do dia 194, cuja procedência ainda é desconhecida. Esse efeito pode ser verificado nas Figuras 8.9, 8.11 e 8.12, sendo que nas duas últimas ele está mais evidente devido à alteração na escala gráfica. Os valores gerados no final de um processamento e no início de um outro não apresentaram saltos, com exceção do dia 193, o que ressalta a presença desse erro sistemático.

Registros da atividade solar, efetuados continuamente ao longo dos últimos 200 anos, têm mostrado que existe uma periodicidade de aproximadamente 11 anos, das épocas em que tal atividade é mais elevada. Ela aumenta o conteúdo eletrônico total (TEC) da atmosfera que é responsável pelo atraso ionosférico nos sinais GPS. O ano de 2000 encontra-se na fase de máxima

atividade solar do denominado ciclo 23 (Kunches, 2000). Durante essa fase é comum a ocorrência de tempestades ionosféricas e geomagnéticas. No período de 14 a 16 de julho de 2000, os equipamentos a bordo do satélite SOHO (*Solar and Heliospheric Observatory*) detectaram a ocorrência de uma forte tempestade geomagnética. Comparada com as anteriores, essa tempestade é a mais forte desde julho de 1991, sendo a maior registrada no corrente ciclo (Kunches, 2000). O efeito dela sobre o processamento dos dados GPS para a determinação do *IWV* foi notório, como mostram as Figuras 8.9 e, de forma mais evidente, a 8.14. A altíssima variação do *IWV*, ocorrida no período de maior intensidade solar do dia 196 (14/07/2000), foi provavelmente decorrente da alta atividade ionosférica sobre os sinais GPS, produzida pela influência dessa tempestade geomagnética. Atualmente têm sido desenvolvidos modelos que possam estimar o atraso ionosférico provocado pela variação da atividade solar, através do emprego de algoritmos que comparam com as variações ocorridas nos ciclos anteriores (Kunches, 2000).

A aplicação da equação (7.2) para a determinação do valor aproximado da temperatura média troposférica a partir da temperatura medida na superfície pode ter gerado incertezas nos resultados do *IWV*/GPS. Isso porque tal equação foi gerada por um pequeno conjunto de radiossondas má distribuídas temporalmente. Um maior número de radiossondas com distribuição temporal mais adequada pode reduzir as imprecisões desse modelo.

Ao contrário de Bauru, a campanha realizada em São Paulo reuniu as condições ideais para se investigar a aplicação do GPS na quantificação

dos valores de I_{WV} . Os reflexos dessas boas condições podem ser notados nos bons resultados gerados nessa campanha (Tabela 8.7). A boa localização da estação SAOP é um dos fatores que mais contribuiu para se obter essas ideais condições. Mas, para isso, a antena GPS teve que ficar distante e com grande desnível com relação ao barômetro da estação EMS-MT. No entanto, a correção das medidas de pressão atmosférica, necessária devido a esse desnível, mostrou-se satisfatória.

O fato das coordenadas das estações terem sido determinadas por meio da utilização dos mesmos dados usados na estimativa dos valores de I_{WV} pode ter prejudicado os resultados obtidos, devido à dependência estatística existente, e não considerada, entre as coordenadas injuncionadas e os demais parâmetros ajustados no processamento que estimou os valores do D_{ZW} . A solução para isso, seria não utilizar os dados empregados na determinação das coordenadas dessas estações na quantificação do I_{WV} . Porém essa estratégia faria diminuir a quantidade (cujo número já bastante reduzido) de radiossondas avaliadas nessas campanhas.

A origem do erro encontrado nos resultados gerados pelo GPSurvey, ao determinar as coordenadas da estação SAOP, é desconhecida. No entanto, tal fato merece mais pesquisas objetivando identificar suas causas.

Quanto à comparação dos valores do D_{ZW} , obtido pelo GPS e pelas radiossondas, ambas as técnicas mostraram-se bastante compatíveis, como mostra as Figuras 8.20 e 8.21. Um erro médio de apenas $8mm$ nos valores de D_{ZW} foi obtido ao considerar todas as 29 radiossondas avaliadas nesse trabalho. A

dimensão desse erro indica que os valores do D_{ZW} gerados pelo GOA-II podem ser ótimos valores de referência para a avaliação dos modelos que tratam o atraso zenital troposférico.

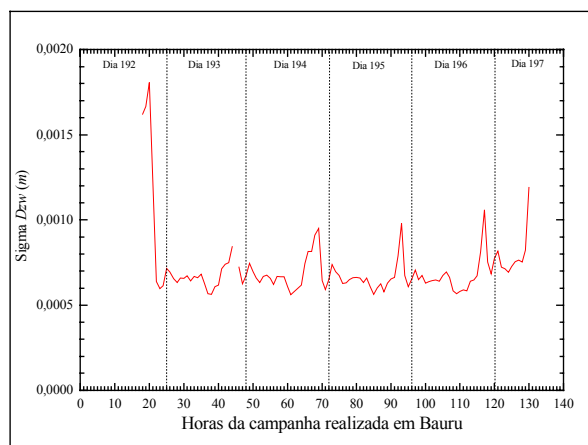


Figura 8.22. Desvio padrão dos valores do D_{ZW} utilizados na quantificação do IWW para cada hora da campanha de Bauru.

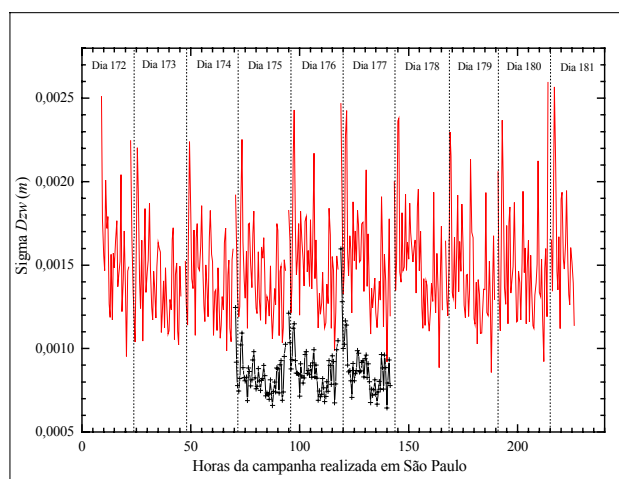


Figura 8.23. Desvio padrão dos valores do D_{ZW} na campanha de São Paulo (traço contínuo). O traço e cruz representa o desvio padrão obtidos ao utilizar a $5\text{mm}/\sqrt{h}$.

Um valor importante para a aplicação do GPS na quantificação do IWW é a precisão com que os valores do atraso zenital troposférico são

estimados a partir do processamento dos dados GPS. Nas Figuras 8.22 e 8.23, são apresentados os desvios padrão dos valores do D_{ZW} utilizados na quantificação do IWW , nas campanhas de Bauru e São Paulo, respectivamente. Na Tabela 8.10 são apresentados os desvios padrão dos valores do D_{ZW} obtidos pela comparação com os valores gerados pelas radiossondas para ambas as campanhas realizadas.

Um parâmetro que apresenta grande influência nos valores dos desvios padrão do D_{ZW} é a taxa de aumento de sua variância no filtro de Kalman. Aproveitando as condições ideais reunidas na campanha realizada em São Paulo, foi feito um teste, sendo que o valor inicial de $2\text{cm}/\sqrt{h}$ (valor utilizado no processamento que gerou os valores do IWW /GPS na campanha de São Paulo) foi alterado para $5\text{mm}/\sqrt{h}$. O resultado dessa alteração foi uma redução considerável nos valores do desvio padrão do D_{ZW} , como pode ser visto na Figura 8.23, nos dias 175 ao 177. Apesar da grande melhoria da precisão, os valores do D_{ZW} tiveram pequena alteração, mostrando a necessidade de estudos mais aprofundados para identificar qual a taxa mais adequada que fornece os melhores resultados com a maior precisão.

9. AVALIAÇÃO DA MODELAGEM DO ATRASO ZENITAL TROPOSFÉRICO

Visando contribuir na identificação de um modelo mais adequado para tratar o atraso zenital troposférico, a ser aplicado em uma dada região, procura-se aqui apresentar uma forma de avaliar tais modelos. A metodologia utilizada para essa avaliação consiste em comparar os valores fornecidos pelo emprego dos modelos mais usados com os valores estimados a partir das observações GPS e observações meteorológicas de superfície. Como já discutido na seção 3.4.1.1, os modelos mais utilizados são: o modelo Hopfield e o modelo de Saastamoinen.

As observações GPS utilizadas para investigar os resultados fornecidos pelos modelos de Hopfield e Saastamoinen são as mesmas utilizadas para comparar os valores do atraso zenital estimados pelo GOA-II com os determinados pelas radiossondas (seção 8.8.1). Isso foi feito para aproveitar as condições favoráveis – como a disponibilidade de dados meteorológicos de superfície e a presença das radiossondas - reunidas nas campanhas realizadas em Bauru e São Paulo, assegurando, então, a qualidade dos resultados fornecidos pelo GOA-II.

Como os modelos avaliados apresentam uma formulação distinta para as componentes hidrostática e úmida, elas foram avaliadas separadamente.

9.1. Avaliação da modelagem do atraso zenital da componente hidrostática

Para a avaliação da modelagem do atraso zenital gerado pela influência dos gases hidrostáticos, os valores de referência utilizados foram obtidos ao empregar a equação (3.23), aplicando valores de pressão atmosférica medidos na superfície pela estação automática, no caso da campanha de Bauru, ou pela EMS-MT, no caso da campanha de São Paulo.

Os valores do atraso zenital troposférico da componente hidrostática fornecidos pelo modelo de Hopfield foram calculados pela aplicação das equações (3.29) e também da equação (3.31) para determinar os valores da altura da camada atmosférica que contém a componente hidrostática (H_H). Os valores fornecidos pelo modelo de Saastamoinen foram determinados ao utilizar a equação (3.34) assim como a equação (3.36) para efetuar as devidas correções das variações da constante gravitacional efetiva (gm) a partir da latitude e altitude da estação utilizada em cada campanha.

Os valores de temperatura e pressão, utilizados ao aplicar os modelos de Hopfield e Saastamoinen, foram os mesmos fornecidos pela estação automática, para a campanha de Bauru, e pela EMS para a campanha de São Paulo.

Os pares de valores do atraso foram determinados nas mesmas épocas em que foram coletadas as informações meteorológicas pela estação automática, ou seja, para intervalos de 5 minutos no caso da campanha de Bauru, e intervalos de 30 minutos para a campanha de São Paulo. Na Figura 9.1, são mostrados os valores do atraso zenital troposférico da componente hidrostática

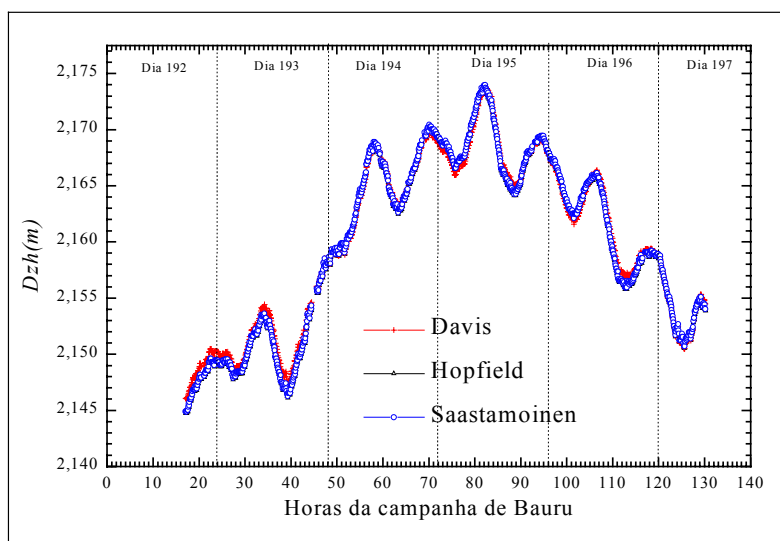


Figura 9.1. Valores do D_{ZH} fornecidos pelos modelos avaliados comparados com valores fornecidos pela aplicação da equação (3.23) para cada 5 minutos da campanha realizada em Bauru.

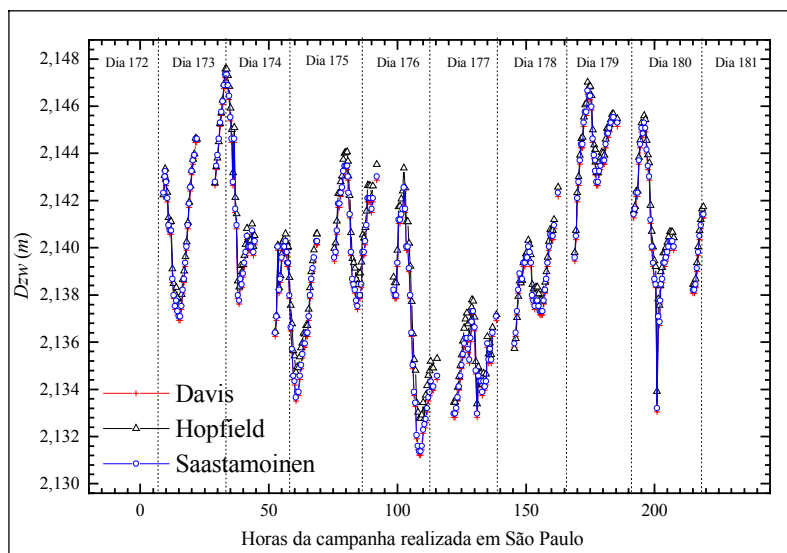


Figura 9.2. Valores do D_{ZH} fornecidos pelos modelos comparados com valores precisos fornecidos pela aplicação da equação (3.23) para cada intervalo de 30 minutos da campanha realizada em São Paulo.

fornecidos pelos modelos de Hopfield e Saastamoinen, bem como os valores estimados pela aplicação de valores de pressão atmosférica de superfície na equação (3.23) para a campanha realizada em Bauru. Na Figura 9.2, são mostradas as mesmas quantidades para a campanha realizada em São Paulo.

9.2. Avaliação da modelagem do atraso zenital da componente úmida

Os valores de referência para a avaliação da modelagem do atraso zenital troposférico da componente úmida foram os estimados pelo GOA-II, pois tais valores mostraram ter satisfatória precisão ao serem comparados com os valores gerados pelas radiossondas (seção 8.8.2). Essas estimativas são as mesmas utilizadas na determinação dos valores do *IWV* efetuadas da forma descrita na seção (8.5).

Os valores do atraso zenital troposférico da componente úmida fornecidos pelo modelo de Hopfield foram calculados pela aplicação da equação (3.30). Para determinação da altura da camada atmosférica que contém a componente úmida (H_w) foi utilizada a equação (3.33) a partir dos valores da latitude das estações utilizadas nas campanhas de Bauru e São Paulo. Os valores fornecidos pelo modelo de Saastamoinen foram determinados ao utilizar as equações (3.35). Assim como na seção anterior, foram efetuadas as devidas correções das variações da constante gravitacional efetiva (gm) ao aplicar a equação (3.36).

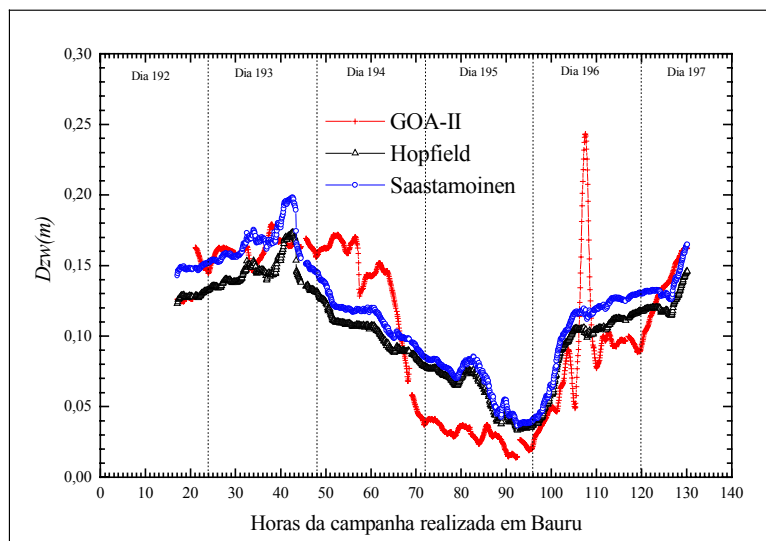


Figura 9.3. Valores do atraso zenital troposférico da componente úmida fornecidos pelos modelos avaliados comparados com valores estimados pelo GOA-II, para cada 5 minutos da campanha realizada em Bauru.

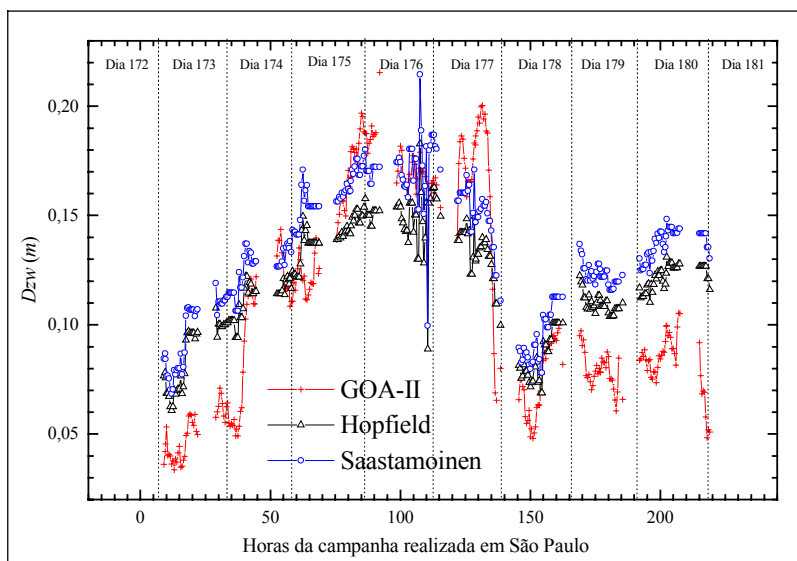


Figura 9.4. Valores do D_{ZW} fornecidos pelos modelos avaliados comparados com valores estimados pelo GOA-II, para cada 30 minutos da campanha realizada em São Paulo.

Os valores de temperatura e pressão atmosférica de superfície utilizados para a determinação dos valores do atraso zenital da componente úmida foram os mesmos fornecidos pela estação automática e pela EMS. Os pares de valores avaliados foram determinados para cada intervalo de 5 minutos, na campanha de Bauru, e intervalos de 30 minutos, na campanha de São Paulo. Os resultados são mostrados na Figura 9.3 e Figura 9.4, para as campanhas de Bauru e São Paulo, respectivamente.

9.3. Análise dos resultados

Se os valores fornecidos pelo GOA-II e pela equação (3.23) forem considerados verdadeiros, é possível avaliar qual dos modelos forneceu maior acurácia com relação aos dados avaliados. Para isso, pode-se analisar o erro médio, o desvio padrão e o EMQ obtidos pela aplicação das equações (6.15), (6.17) e (6.18), respectivamente. Tais valores são apresentados na Tabela 9.1, para ambas as componentes do atraso zenital troposférico. Na obtenção dos resultados da Tabela 9.1 foram considerados 1318 pares de valores na campanha realizada em Bauru, e 302 pares na campanha de São Paulo. Nessa tabela são apresentados os resultados obtidos em ambas as campanhas separadamente e também os resultados obtidos ao levar em consideração todos os pares avaliados.

Tabela 9.1. Indicativos da qualidade dos valores D_{ZW} obtidos ao aplicar os modelos de Hopfield e de Saastamoinen.

Modelos do atraso zenital troposférico	Componente Hidrostática			Componente Úmida		
	Bias (m)	σ (m)	EMQ (m)	Bias (m)	σ (m)	EMQ (m)
Campanha realizada em Bauru (1318 pares avaliados)						
Hopfield	$-3,1 \times 10^{-4}$	$5,0 \times 10^{-4}$	$5,9 \times 10^{-4}$	$1,7 \times 10^{-3}$	$2,9 \times 10^{-2}$	$2,9 \times 10^{-2}$
Saastamoinen	$-1,5 \times 10^{-4}$	$5,5 \times 10^{-7}$	$1,5 \times 10^{-4}$	$-1,1 \times 10^{-2}$	$2,7 \times 10^{-2}$	$2,9 \times 10^{-2}$
Campanha realizada em São Paulo (302 pares avaliados)						
Hopfield	$-5,9 \times 10^{-4}$	$3,2 \times 10^{-4}$	$6,7 \times 10^{-4}$	$8,4 \times 10^{-3}$	$3,1 \times 10^{-2}$	$3,2 \times 10^{-2}$
Saastamoinen	$-1,5 \times 10^{-4}$	$5,6 \times 10^{-7}$	$1,5 \times 10^{-4}$	$-2,4 \times 10^{-2}$	$2,9 \times 10^{-2}$	$3,7 \times 10^{-2}$
Ambas as campanhas (1620 pares avaliados)						
Hopfield	$-3,2 \times 10^{-4}$	$4,7 \times 10^{-4}$	$6,0 \times 10^{-4}$	$7,0 \times 10^{-3}$	$3,1 \times 10^{-2}$	$3,1 \times 10^{-2}$
Saastamoinen	$-1,5 \times 10^{-4}$	$6,4 \times 10^{-7}$	$1,5 \times 10^{-4}$	$-1,2 \times 10^{-2}$	$3,1 \times 10^{-2}$	$3,2 \times 10^{-2}$

Analisando o gráfico da Figura 9.1 e 9.2 pode-se verificar que para a componente hidrostática do atraso zenital troposférico, ambos os modelos foram bastante precisos. Os valores da Tabela 9.1 mostram que o modelo de Saastamoinen apresentou melhores resultados que o modelo de Hopfield. No entanto, o modelo de Saastamoinen não pode ser considerado melhor, pois a dimensão da diferença foi muito pequena (na casa dos décimos de milímetros).

Quanto ao atraso zenital troposférico da componente úmida (Figura 9.3 e 9.4), pode-se verificar que quando os valores do D_{ZW} foram pequenos (períodos de pressão atmosférica alta) o modelo de Hopfield forneceu melhores resultados que o de Saastamoinen. Por outro lado, para períodos que apresentaram valores do D_{ZW} maiores que 12cm o modelo de Saastamoinen, predominantemente, forneceu melhores resultados que o de Hopfield. No entanto, se for considerado todo o período avaliado, ao analisar os números da Tabela 9.1,

não se pode afirmar qual é melhor, pois os valores do EMQ , apresentados para ambos os modelos, foram praticamente os mesmos.

É necessário enfatizar que ao aplicar os modelos de Saastamoinen ou Hopfield não é freqüente utilizar dados meteorológicos de superfície medidos durante a coleta dos dados, apesar de muitos *softwares* de processamento de dados GPS fornecerem essa opção. Normalmente, se utilizam valores de temperatura e pressão obtidos pela aplicação de métodos indiretos, da forma discutida na seção 3.4.2. Quando tais métodos são empregados, os valores do atraso zenital tornam-se constantes, pois dependem apenas da latitude do local. Isso pode ser notado ao aplicar os valores de altitude das estações BAUR e SAOP nas equações (3.37) e (3.38) e depois calcular os valores do atraso zenital para ambas as componentes. Os valores resultantes são apresentados na Tabela 9.2.

Tabela 9.2. Valores fornecidos pelos modelos avaliados ao serem aplicados valores de temperatura e pressão obtidos de forma indireta.

Modelos do atraso zenital troposférico	BAUR		SAOP	
	Hidrostática (m)	Úmida (m)	Hidrostática (m)	Úmida (m)
Hopfield	2,1441	0,0479	2,1194	0,0477
Saastamoinen	2,1443	0,0533	2,1191	0,0482

O maior prejuízo gerado pela utilização de um método indireto na obtenção dos valores meteorológicos de superfície é a perda da sensibilidade dos modelos às variações diárias e anuais do atraso zenital troposférico. Essa aproximação é responsável pelas maiores imprecisões nessa modelagem. Isso é

agravado quando se trata da componente hidrostática, pois, como mostrados pelas Figuras 9.1 e 9.2, ambos os modelos avaliados mostraram-se bastante precisos ao serem aplicados com valores de temperatura e pressão medidos na superfície durante a coleta dos dados GPS.

10. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A partir dos resultados obtidos nesse trabalho, pode-se tirar algumas conclusões e fazer algumas recomendações. O objetivo é facilitar os próximos passos no avanço das pesquisas que tratam a aplicação do GPS na quantificação do vapor d'água ou na avaliação dos modelos que tratam a influência da troposfera na propagação de ondas de rádio frequência.

10.1. Conclusões

Apresentou-se nesse trabalho uma extensa revisão bibliográfica sobre o atraso gerado na propagação dos sinais de rádio-frequência devido a influência da troposfera terrestre, assim como a sua adequada modelagem. Além disso, nessa revisão foi abordada, em detalhes, a quantificação do vapor d'água atmosférico utilizando GPS, apresentando os principais tópicos relacionados ao tema, como: a estimativa do atraso zenital troposférico pelo GPS, os modelos utilizados para converter tais estimativas em valores de IWV e as fontes de erros presentes nessa técnica.

Os resultados gerados na comparação dos valores de IWV obtidos pelo GPS com os gerados pelas radiossondas confirmam a eficiência do GPS no suporte à meteorologia. Apesar da presença de vários fatores que contribuíram de forma negativa, os valores das quantidades estatísticas obtidas pela comparação entre essas técnicas são similares aos encontrados na literatura (Duan *et al.*, 1996). Se considerados apenas os valores obtidos na campanha de São Paulo o EMQ resultante é de $1,877kg/m^2$, cujo valor é muito próximo das

incertezas dos valores gerados pelas radiossondas, obtidas pela comparação com os WVR que é de $1,700\text{kg}/\text{m}^2$ (Emardson, 1998). Isso mostra a grande potencialidade da aplicação GPS na quantificação do *IWW* quando reunidas condições ideais.

A regressão linear entre os valores de temperatura média troposférica (T_m) e a temperatura na superfície (T_s) obtida a partir dos dados das radiossondas lançadas nas cidades de São Paulo, Foz do Iguaçu e Brasília produziu valores satisfatórios na determinação do *IWW* a partir dos dados GPS coletados nas campanhas realizadas em São Paulo e Bauru.

Calculando-se os valores do *IWW* pela utilização da temperatura média fornecida pela regressão linear destinada a regiões dos EUA (equação (6.10) ao invés da equação (7.2)) e comparando-os com as radiossondagens, obteve-se como resultado uma pequena redução na acurácia. O *EMQ* obtido nesse caso foi de $2,857\text{kg}/\text{m}^2$, na campanha de Bauru e $2,019\text{kg}/\text{m}^2$, na campanha realizada em São Paulo. Tais valores são maiores que os gerados pela utilização da equação (7.2) mostrados na Tabela 8.7. Essa diferença, apesar de praticamente insignificante, se considerados os desvios padrão obtidos nesses resultados, pode ser um indicativo que a aplicação da regressão linear dada pela equação (7.2) trouxe benefícios aos resultados finais alcançados. Esse fato destaca a necessidade de estudos que visam avaliar a importância do desenvolvimento de modelos mais adequados para aplicações do GPS na determinação do *IWW* em áreas do território brasileiro. Atualmente, tem sido desenvolvido um modelo de abrangência mundial, o qual apresenta parâmetros apropriados para diferentes locais no globo,

inclusive para regiões do Brasil (Schueler *et al.*, 2001). A utilização desse modelo pode ser uma alternativa a ser considerada, que necessita de uma avaliação.

A discrepância média obtida pela comparação dos valores do D_{ZW} estimados pelo processamento dos dados GPS no GOA-II com os valores determinados pelas radiossondas foi de $8mm$, o que possibilitou a utilização dos dados estimados pelo GOA-II como valores de referência para avaliar os modelos de Hopfield e Saastamoinen.

Para a componente hidrostática do atraso zenital troposférico ambos os modelos (utilizando medidas meteorológicas de superfície) forneceram resultados bastante precisos. Quanto ao atraso zenital da componente úmida, o modelo de Hopfield, com correção da altura da camada atmosférica que contém vapor d'água, apresentou menor erro médio, quanto o desvio padrão ambos modelos apresentaram valores idênticos. No entanto, o valor da resultante dessas quantidades (EMQ) foi praticamente o mesmo para ambos os modelos, o que não permite identificar qual é o melhor deles a partir dos dados considerados nesse trabalho.

A metodologia aqui utilizada para avaliar os modelos que tratam o atraso zenital troposférico mostrou-se adequada. Uma campanha contendo um maior número de radiossondas poderá ser utilizada para determinar com maior segurança a acurácia das estimativas do atraso zenital troposférico fornecidos pelo GOA-II .

10.2. Recomendações

Devido à ausência de trabalhos no país que tratam a aplicação do GPS na meteorologia, mais precisamente na quantificação do *IWV*, as possibilidades de trabalhos futuros nessa linha de pesquisa são inúmeras. Aliada a isso, essa técnica é bastante explorada por muitos países, havendo uma literatura muito extensa em que são apresentadas muitas técnicas que podem ser aplicadas com êxito no Brasil.

Estudos a respeito da mais adequada configuração para o processamento de dados GPS no GOA-II devem ser realizados vislumbrando a obtenção dos melhores resultados na estimativa do atraso zenital troposférico. Esses estudos devem determinar: qual o melhor valor para a taxa de aumento da variância do D_{ZW} , fornecendo os melhores resultados com maior precisão; qual a influência da máscara de elevação escolhida na qualidade dos valores gerados; quais os valores mais adequados para o tamanho dos lotes de dados na filtragem de Kalman ao determinar o D_{ZW} e qual a função de mapeamento que gera os melhores resultados.

Trabalhos que comparem os valores do *IWV*/GPS com outras técnicas, como radiossondas e radiômetros, contendo um maior número de valores comparativos devem ser realizados. Em diversas capitais brasileiras, onde existem estações da RBMC (Fortes, 1997), há lançamentos sistemáticos de radiossondas que objetivam proteger o tráfego aéreo. Associando tais dados, pode-se obter condições favoráveis para a avaliação da qualidade das determinações do *IWV*/GPS nas diversas regiões climáticas do Brasil. Tais condições poderão ser

aproveitadas para avaliar outros métodos de posicionamento, como o posicionamento relativo, e outros softwares, como o GAS (*GPS Analysis Software*) e o Bernese.

Devido à importância dos valores do *IWV* nas previsões atmosféricas e a necessidade de que tais valores apresentem pequena latência, estudos sobre a determinação do *IWV* via GPS em tempo quase real é de grande valia atualmente. Associados aos dados GPS coletados pelas estações da RBMC, esses estudos possibilitaram alimentar os modelos numéricos de previsão do tempo com informações sobre o *IWV* em diversos pontos do território Brasileiro.

É importante ressaltar que, com a disponibilidade do GALILEO, novo sistema de navegação em fase de estudos, pertencente à comunidade européia, associado à manutenção adequada do GLONASS (*Global Navigation Satellite System*), a integração dessas técnicas com o GPS, denominada GNSS (*Global Navigation Satellite System*), poderá trazer muitos benefícios para a quantificação do *IWV* a partir das técnicas espaciais, devido ao aumento da confiabilidade em sua determinação. Estudos que tratam a aplicação desses novos sistemas de navegação na quantificação do *IWV*, antes mesmo de sua implantação, podem ser desenvolvidos, visando à obtenção dos melhores resultados no futuro.

Apêndice A – Gráficos da temperatura média pela temperatura superficial

Como as condições climáticas predominantes nas cidades em que foram lançadas as radiossondagens, utilizadas para determinar uma regressão linear (dada pela equação (7.2)), são bastante distintas, uma análise nos dados separados por locais de lançamento pode contribuir para a avaliação dos resultados obtidos. O clima na cidade de Foz do Iguaçu é influenciado pela passagem de massas de ar frio oriundas do Sul. O clima na cidade de São Paulo recebe grande influência do oceano Atlântico, pois é a mais próxima da costa. Brasília tem um clima mais seco, determinado pela sua continentalidade. Tanto Foz do Iguaçu como São Paulo estão sujeitas a atuação de um sistema atmosférico em comum: as massas polares. Por outro lado, Brasília com menor frequência recebe a atuação dessas massas polares, sendo influenciadas sistematicamente pelas massas continentais, normalmente quentes e secas.

Nas Figuras A.1, A.2 e A.3 são apresentados os gráficos das temperaturas médias em função das temperaturas na superfície, obtidas pelas radiossondas lançadas nas cidades de São Paulo, Brasília e Foz do Iguaçu, respectivamente.

Como pode ser notada, a relação entre a temperatura média da atmosfera e a temperatura da superfície é diferente para cada local avaliado. As radiossondas lançadas em Foz do Iguaçu mostraram uma maior dispersão em relação às demais, enquanto que as lançadas em Brasília apresentaram menor dispersão. O que todos gráficos apresentam em comum é a baixa correlação entre

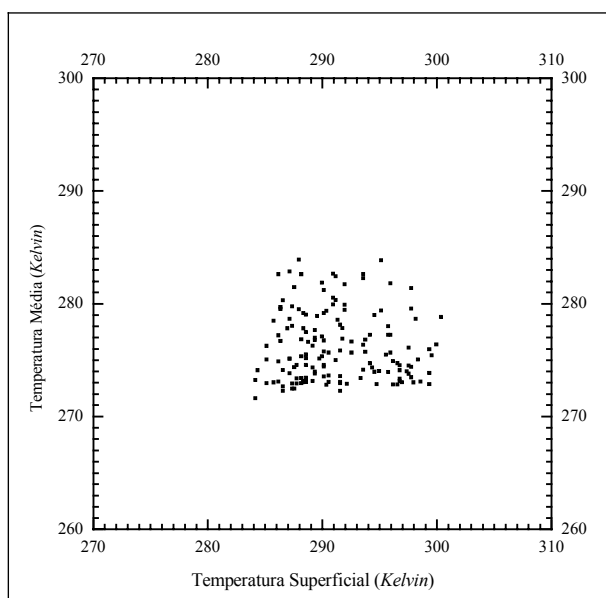


Figura A.1. Valores de T_m em função de T_s de 152 radiossondas, lançadas em São Paulo, no primeiro semestre de 1998 e 1999.

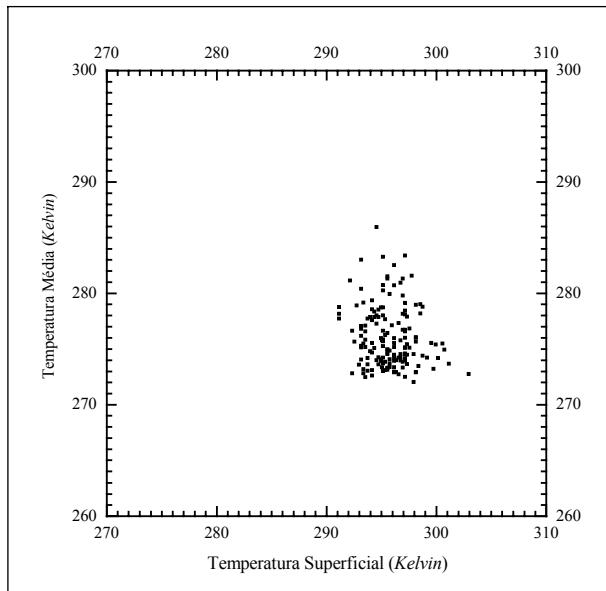


Figura A.2. Valores de T_m em função de T_s de 164 radiossondas, lançadas em Brasília, no primeiro semestre de 1998, 1999 e 2000.

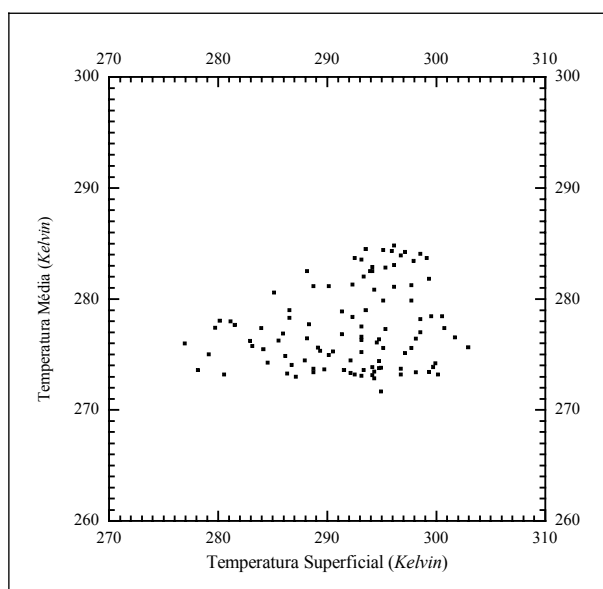


Figura A.3. Valores de T_m em função de T_s de 105 radiossondas, lançadas em Foz do Iguaçu, no primeiro semestre de 1998, 1999 e 2000.

os valores de temperatura superficial e de temperatura média, como já revela o coeficiente angular da equação (7.2).

Os resultados mostrados nesses gráficos levam a suspeitar da necessidade do desenvolvimento de não apenas um modelo para todo o território, mas de modelos específicos para cada região do Brasil que apresente características em comum. Mas, para isso, um grande número de radiossondagens deve ser disponibilizado, com boa distribuição espacial, abrangendo todo o território, e temporal, proveniente de lançamentos diários. Isso poderá ser desenvolvido em trabalhos futuros que tenham tal objetivo.

Apêndice B – Programas em FORTRAN para processar dados de radiossondagens

Para minimizar os erro, ao tratar os dados fornecidos pelas radiossondas, foram desenvolvidas rotinas de programa na linguagem FORTRAN para esse fim. Tais rotinas são destinadas à determinação dos valores do atraso zenital da componente úmida e a quantificação do vapor d'água atmosférico. Essas rotinas utilizam como arquivo de entrada os dados gerados pelas radiossondas, organizados em colunas contendo valores de altitude, pressão, temperatura, umidade relativa, temperatura do ponto de orvalho, velocidade e direção do vento, para cada época de coleta. Nas radiossondas utilizadas, a taxa de registro das informações foi de 10 segundos.

Como resultados da rotina, que determina os valores do I_{WV} , foi gerado um arquivo contendo os valores parciais do vapor d'água em diferentes altitudes do perfil atmosférico. Tais valores possibilitam estudar a distribuição vertical desse elemento, no momento em que as radiossondas foram lançadas. Esses valores foram utilizados para gerar os gráficos do I_{WV} em função da altitude, apresentados no apêndice C.

Os valores do I_{WV} gerados pela rotina FORTRAN, ao serem aplicados os dados de cada uma das radiossondagens avaliadas, são apresentados nas tabelas 8.5 (campanha realizada em Bauru) e tabela 8.6 (campanha realizada em São Paulo). De forma análoga os valores do D_{ZW} são apresentados nas tabelas 8.8 e 8.9 para as campanhas de Bauru e São Paulo, respectivamente.

Programa para o cálculo do atraso zenital troposférico úmido

```

*****
C      Last change:  LFS  15 Jul 2001    3:40 pm

      character*80 pathinp,pathout
      DIMENSION P(1000),T(1000),AL(1000),U(1000),TD(1000)
      DIMENSION DPP(1000),V(1000), PO(1000)
      DIMENSION PE(1000),Zw(1000),DW(1000)

C      ARQUIVO DE GERENCIAMENTO

      OPEN(3,FILE='gerencia.dat',STATUS='OLD')
      READ(3,'(A)')PATHINP
      READ(3,'(A)')PATHOUT

C      ARQUIVOS DE ENTRADA E SAÍDA

      OPEN(1,FILE=PATHINP,STATUS='OLD')
      OPEN(2,FILE=PATHOUT,STATUS='UNKNOWN')
      REWIND 2

C      CALCULO DO ATRASO PARCIAL

      NN=0
      DO I=1,10000
        read(1,*,end=99)A,A,AL(I),P(I),T(I),U(I),TD(I),DPP(I),V(I)
        PO(I)=T(I)-DPP(I)
        PE(I)=6.1078*2.718282**((17.269*PO(I))/(PO(I)+237.3))
        temp=0.000175*(T(I)**2.)+0.00000144*(T(I)**3.)
        Zw(I)=1.+1650.*PE(I)/((T(I)+273.15)**3)*(1.-
          0.01317*T(I)+temp)
        W1=0.0000704*PE(I)/(T(I)+273.15)*Zw(I)
        W2=0.373900*PE(I)/((T(I)+273.15)**2.)*Zw(I)
        DW(I)=W1+W2
        NN=NN+1
      ENDDO

99     CONTINUE
      PRINT *, 'VALOR RESULTANTE DO ATRASO ZENITAL UMIDO (METROS) '

C      CALCULO DO ATRASO TROPOSFÉRICO TOTAL
      DZH=0.
      write(2,*)'ALTITUDE / Dzw Parcial / Dzw TOTAL ACUMULADO'
      DO J=2,NN
        N=J-1
        D=(DW(J)+DW(N))/2*(al(j)-al(n))
        DZW=DZW+D
        alm=(al(j)+al(n))/2.
        write(2,*)alm,D,DZW
      ENDDO
      PRINT *,DZW
      stop
      end
*****

```

Programa para a quantificação do vapor d'água atmosférico

```

*****
!!      Last change:  LFS  10 Oct 2000      5:43 pm

      character*80 pathinp,pathout
      DIMENSION P(1000),T(1000),AL(1000),U(1000),TD(1000)
      DIMENSION DIR(1000),V(1000)
      DIMENSION ES(1000),EE(1000),R(1000),RS(1000)

!!      ARQUIVO DE GERENCIAMENTO

      OPEN(3,FILE='gerencia.dat',STATUS='OLD')

      READ(3,'(A)')PATHINP
      READ(3,'(A)')PATHOUT

!!      ARQUIVOS DE ENTRADA E SAIDA

      OPEN(1,FILE=PATHINP,STATUS='OLD')
      OPEN(2,FILE=PATHOUT,STATUS='UNKNOWN')
      REWIND 2
      NN=0

      DO i=1,10000
        read(1,*,end=99)A,A,AL(I),P(I),T(I),U(I),TD(I),DIR(I),V(I)
        CALL TEMPV(P(I),T(I),RS(I),ES(I))
        CALL TEMPV(P(I),TD(I),R(I),EE(I))
        NN=NN+1
      ENDDO

99      CONTINUE

!!      cálculo de água precipitável em kg/m**2

      SW=0.
      DO J=2,NN
        N=J-1
        RM=(R(J)+R(N))/2.
        Z=RM*(P(N)-P(J))/98.
        SW=SW+Z
        write(2,*)z
      END DO
      PRINT *,SW
      stop
      end

!!      Cálculo da razão de mistura e pressão de saturação do vapor
      SUBROUTINE TEMPV(P,TD1,R1,E)
        E=6.11*10**((7.5*TD1)/(TD1+237.3))
        R1=622.*E/(P-E)
        RETURN
      END
*****

```

Apêndice C – Perfis atmosféricos obtidos pelas medidas das radiossondagens

A radiossondagem, com seus vários sensores, é um dos mais eficientes mecanismos desenvolvidos para a obtenção de informações das camadas atmosféricas, pois seus registros, enviados via sinais de rádio, retratam as condições atmosféricas com relação às variações de altitude, através de medidas em loco. Essas informações têm grande importância para a análise do comportamento de vários elementos atmosférico, principalmente do vapor d'água.

Por isso, são apresentados neste apêndice os gráficos compostos pelos valores de temperatura e *IWV* fornecidas por cada uma das 10 radiossondagens lançadas em Bauru e das 19 lançadas em São Paulo. Os valores do *IWV* utilizados para compor esses gráficos são os mesmos gerados pela rotina desenvolvida em FORTRAN (apresentada no apêndice B). Apesar das radiossondas também medirem valores de pressão, umidade relativa, velocidade e direção do vento, não foram elaborados os gráficos dessas quantidades, pois algumas são pouco variáveis, como é o caso dos valores de pressão, e outras são menos importantes para o contexto deste trabalho, como as informações do vento.

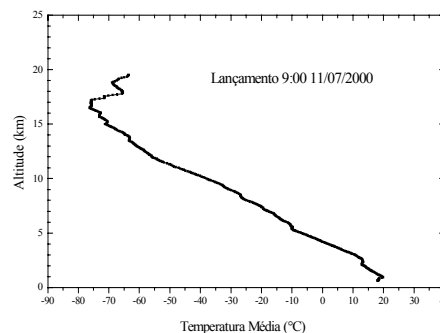
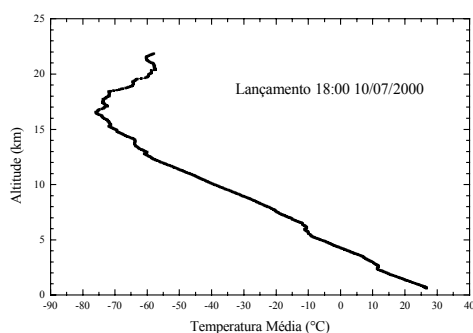
Apesar dos valores medidos estarem em função da altitude, os gráficos apresentam essa variável nos eixos das ordenadas. Essa inversão dos eixos das abscissas pelos eixos das ordenadas é geralmente efetuada para tornar mais intuitiva a análise dos gráficos, pois, dessa forma, a variação da altitude é melhor visualizada estando ela na vertical.

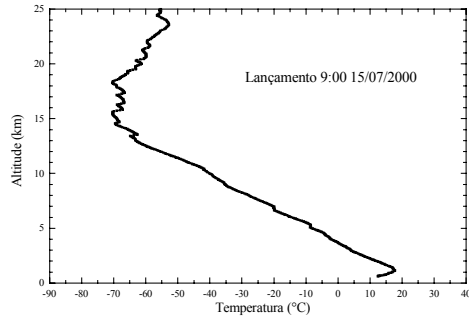
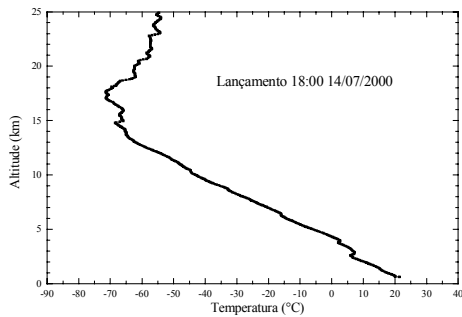
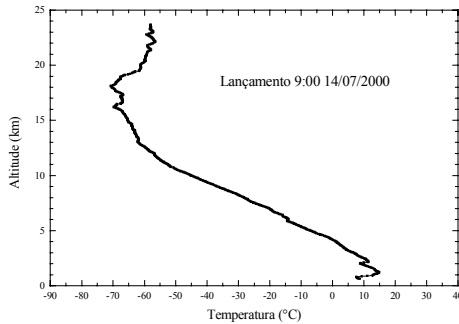
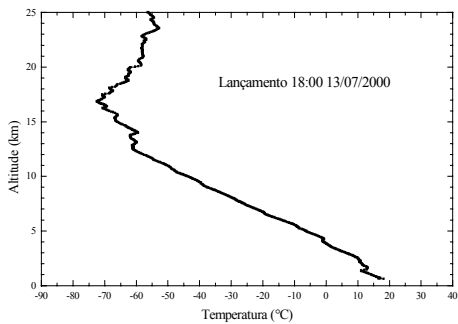
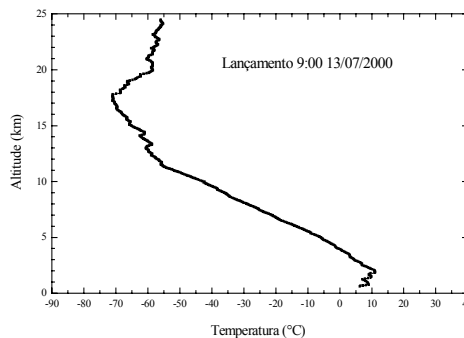
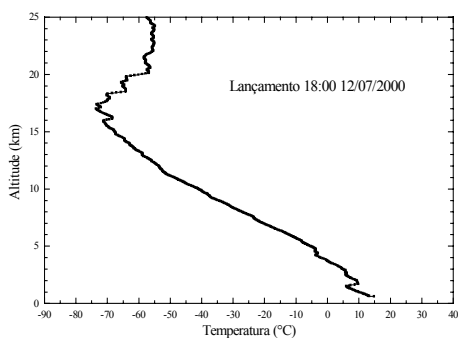
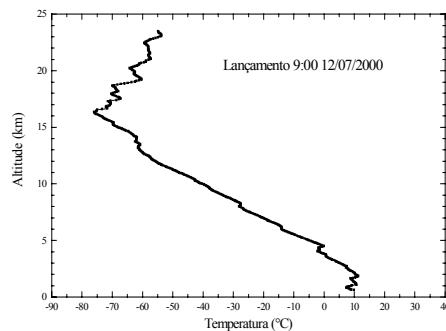
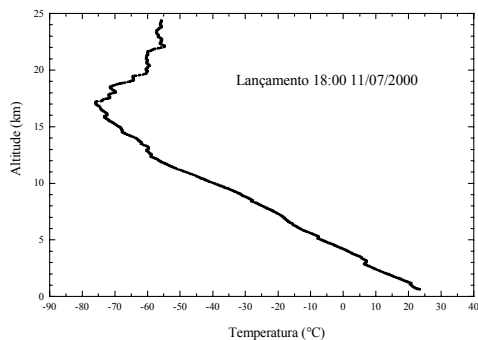
Como pode ser notado nos gráficos de temperatura dos dias: 13 e 14 de julho de 2000, nos dias em que foram efetuadas as radiossondagens, ocorreu a passagem de uma frente fria, em que os valores de temperatura caíram para os mais baixos do ano, chegando a apenas 6° C, enquanto a pressão atmosférica manteve-se alta. Este cenário proporcionou baixíssima quantidade de vapor d'água atmosférico, como pode ser notado nos gráficos de *IWW*. Nestes dias os valores de *IWW* chegaram a 4 kg/m², produzindo uma variação interessante para análise da acurácia dos valores gerados pelo GPS.

Um outro aspecto importante, que pode ser visto nos gráficos de *IWW* é quanto a altura da camada em que se concentra o vapor d'água atmosférico, que é de aproximadamente 11 km.

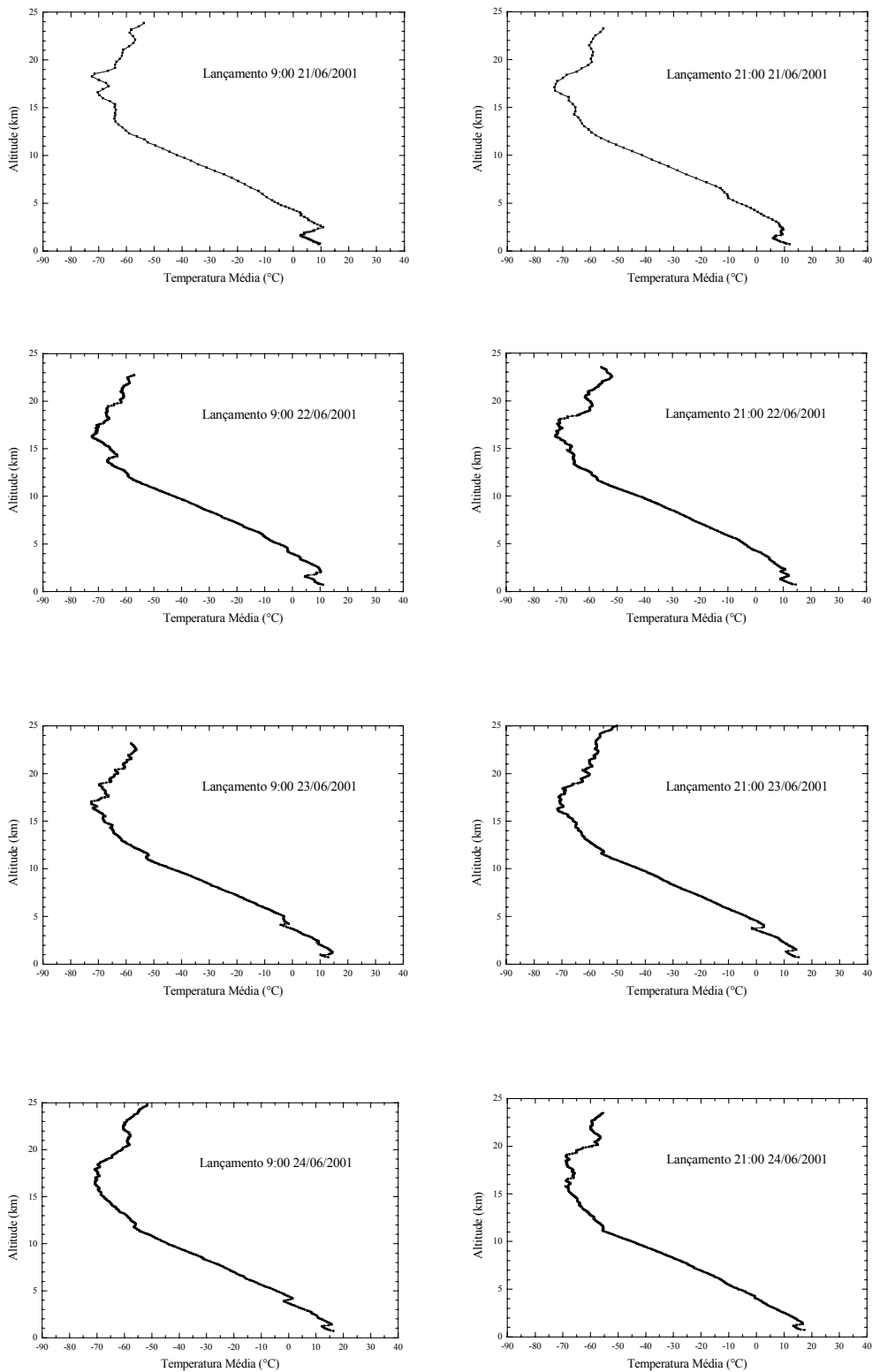
Gráficos da Temperatura medida pelas Radiossondas, em função da altitude.

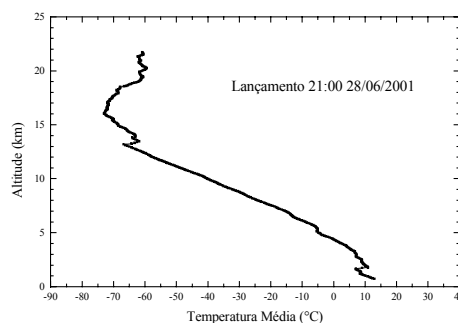
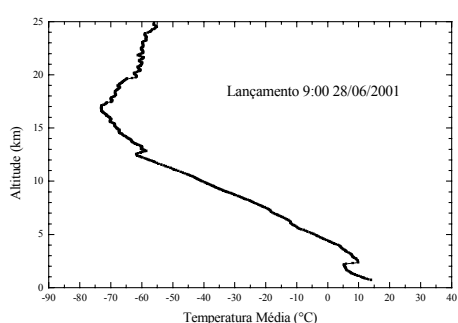
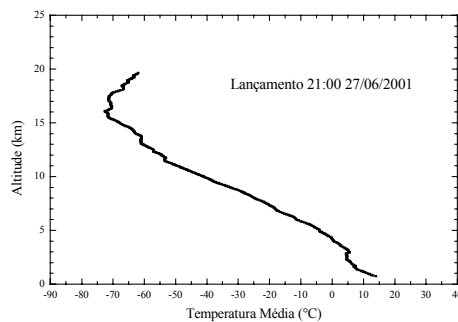
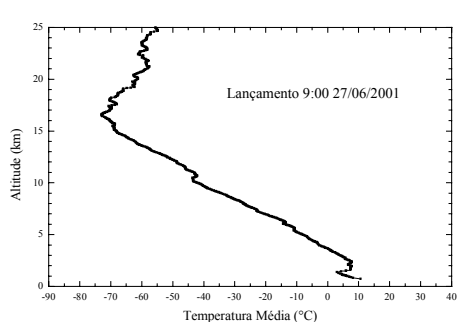
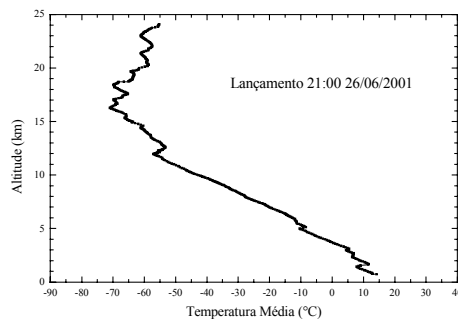
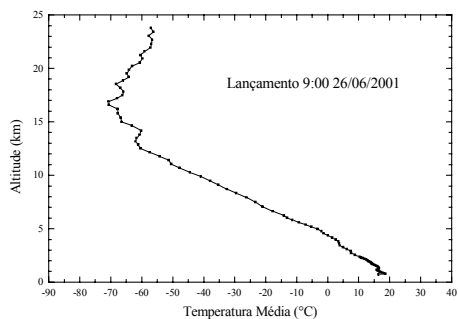
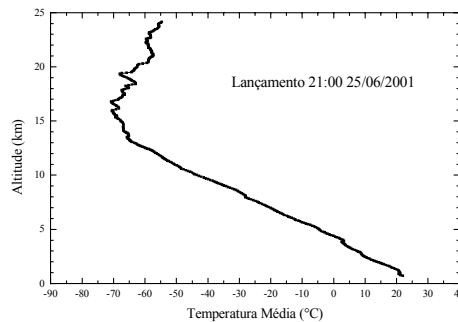
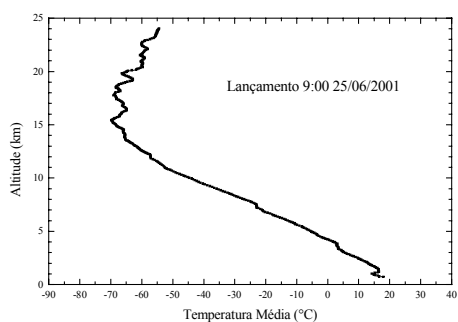
Campanha realizada em Bauru

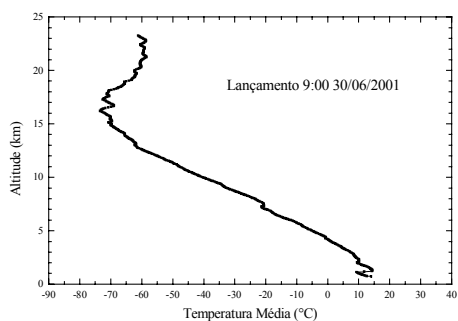
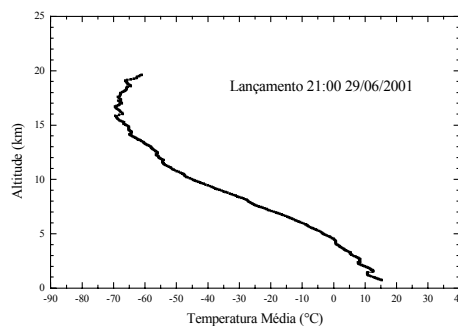
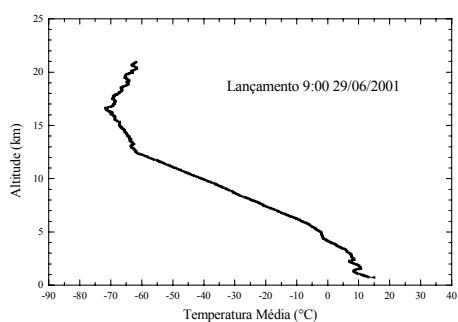




Campanha realizada em São Paulo

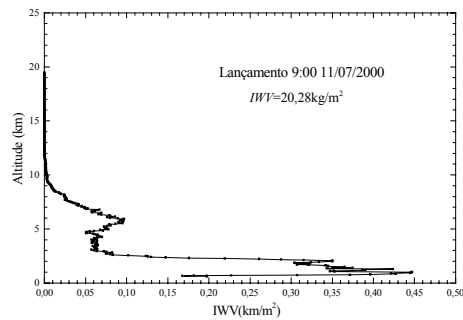
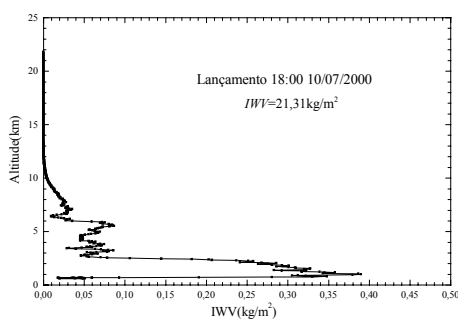


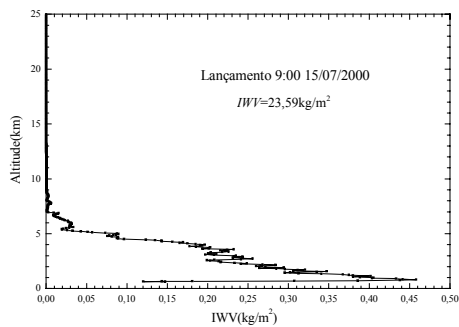
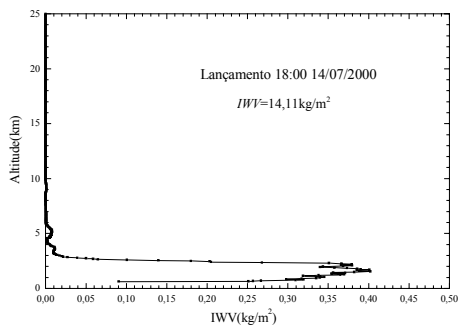
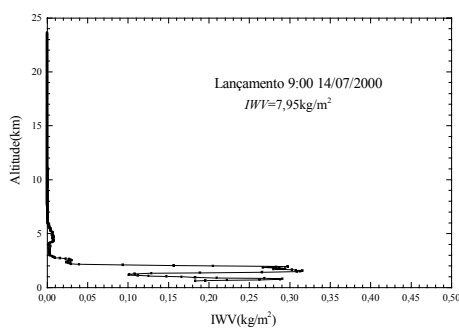
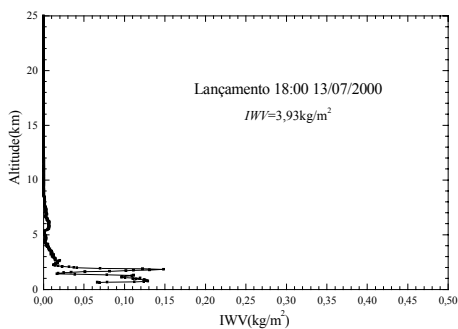
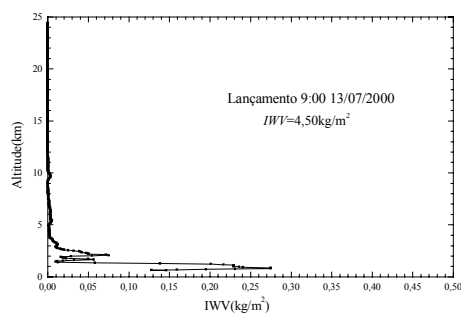
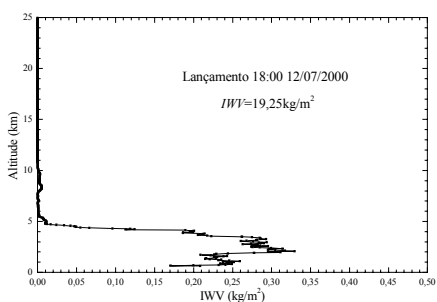
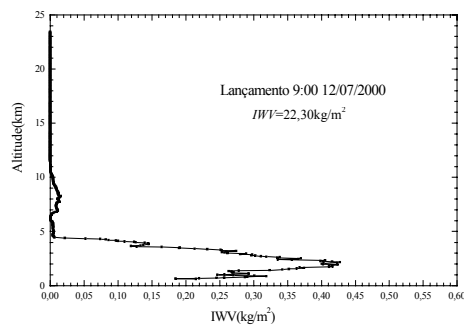
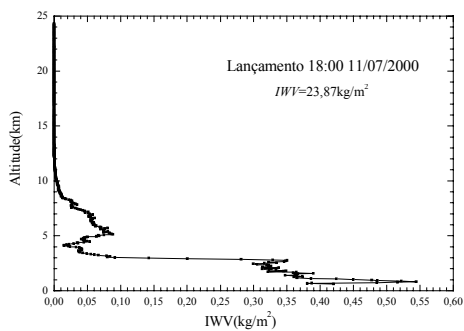




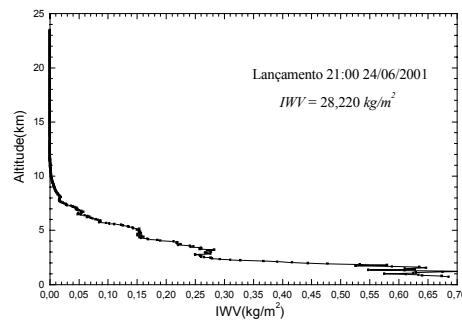
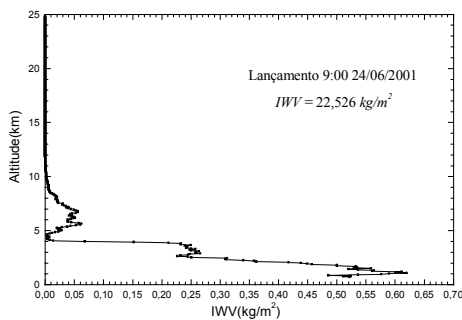
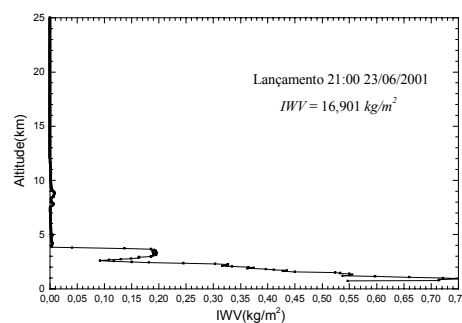
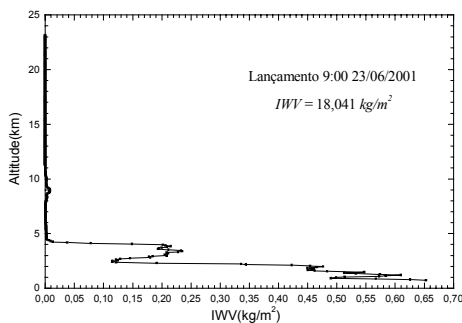
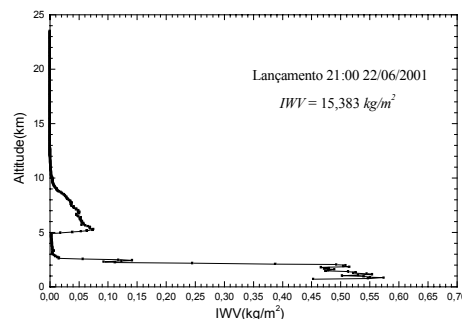
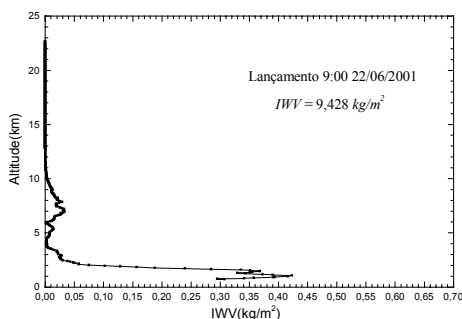
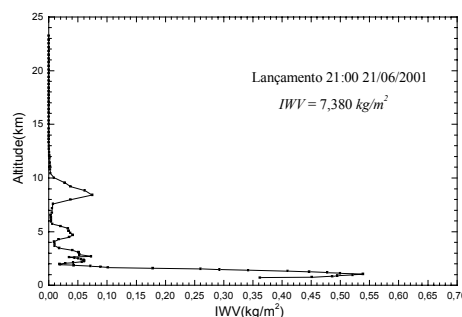
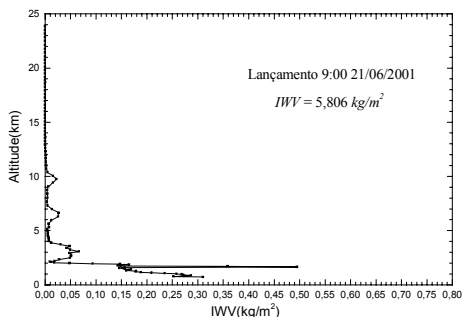
Gráficos do Vapor d'água atmosférico versus a altitude.

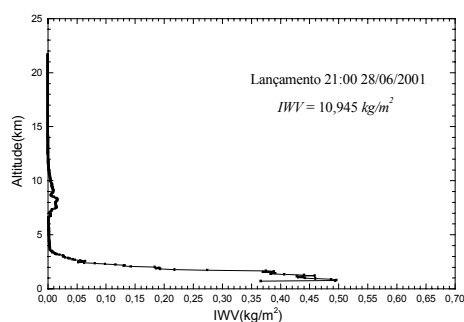
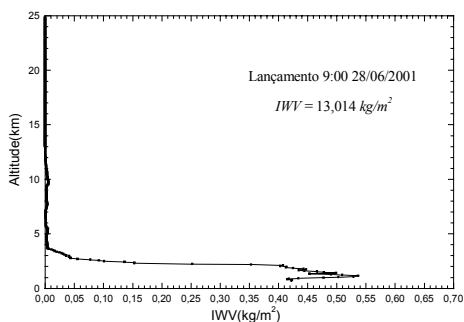
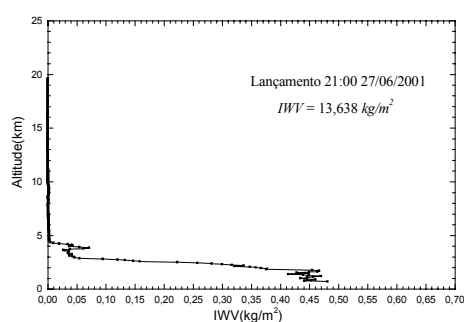
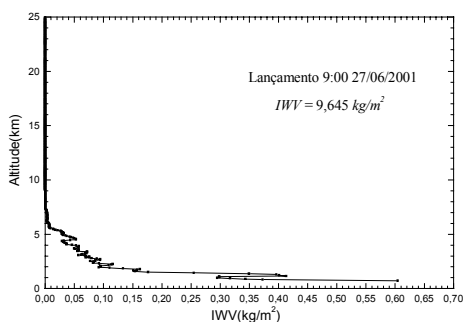
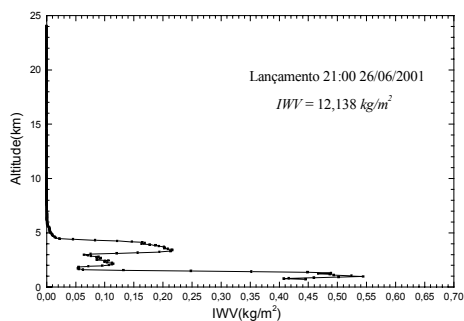
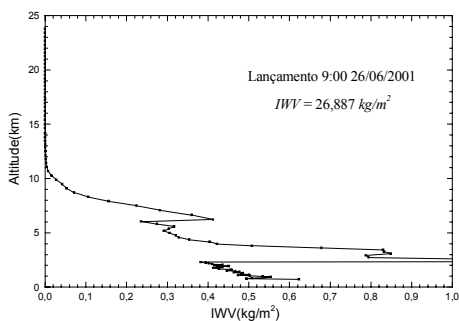
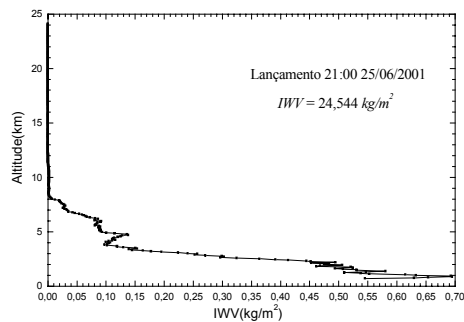
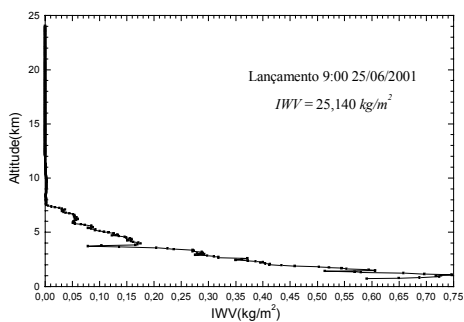
Campanha realizada em Bauru

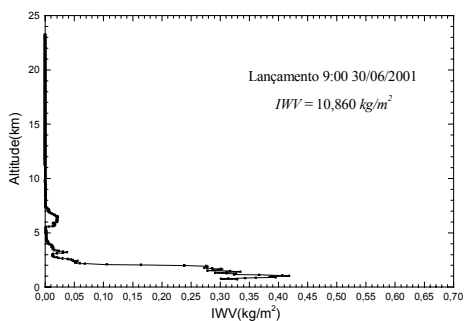
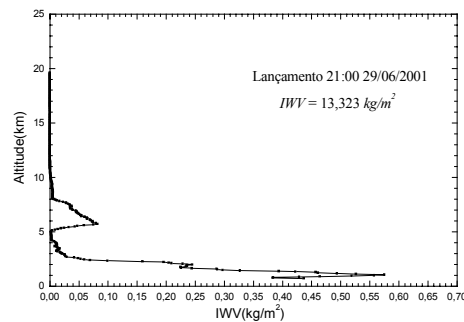
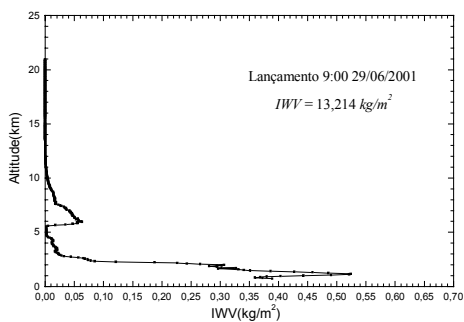




Campanha realizada em São Paulo







REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASKNE, J, AND NORDIUS, H. *Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data*. Radio Sci., 22, 379-386, 1987.
- BEVIS, M. G., SUSINGER, S., HERRING, T., ROCKEN, C., ANTHES, R. A., WARE, R. H. *GPS Meteorology: Remote of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System*. Journal of Geophysical Research, Vol. 97, No. D14, Pages 15.787-15.801, October 20, 1992.
- BEVIS, M. G., CHISWELL, T. A. HERRING, R. ANTHES, C. ROCKEN, E R. H. WARE. *GPS Meteorology: Mapping zenith wet delays into precipitable water*. J. Appl. Meteor., 33, 379-386, 1994.
- BLEWITT, G. *Advances in Global Positioning System Technology for Geodynamics Investigations: 1978-1992 in An Introduction to GIPSY/OASIS-II*. JPL 4800 Oak Grove Drive, Pasadena, CA 91109, 1997.
- COSTA, S. M. A. *Integração da Rede Geodésica Brasileira aos Sistemas de Referência Terrestres*, Tese de Doutorado, UFPR, Curitiba, 156 p, 1999.
- DAVIS, J. L., HERRING, T. A., SHAPIRO I, ROGERS, A .E., ELGENED, G. *Geodesy by Interferometry: Effects of Atmospheric Modeling Errors on Estimates of Base Line Length*. Radio Sci., vol. 20, 1593-1607, 1985.
- DAVIS, J. L., ELGENED, G., NIELL, A. E., And KUEHN, C. E. *Ground-Based measurement of gradients in the 'wet' radio refractivity of air*. Radio Sci. 28,1003-1018, 1993
- DODSON A. *WAVEFRONT: GPS Water Vapor Experiment*. Institute of Engineering Surveying and Space Geodesy. The University of Nottingham, 1999.
- DUAN, J., BEVIS, M., FANG, P., BOCK, Y., CHISWELL, S., BUSINGER, S., ROCKEN, C., SOLHEIM, F., HOVE, T., WARE, R., MCCLUSK, S.,

- HERRING, T. A. & KING, R. W. *GPS meteorology: Direct Estimation of the absolute Value of Precipitable Water*, Journal of Applied Meteorology, vol. 35, 830-838, 1996.
- EMARDSON, T. RAGNE, *Studies of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System*. School of Electrical and Computer Engineering Chalmers University of Technology, Göteborg, Sweden. Technical Report No. 339, 1998
- FORTES, L.P.S. *Operacionalização da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo do Sistema GPS (RBMC)*. Tese de mestrado, Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro, 152 pp, 1997.
- GREGORIUS THIERRY. *How it Works... GIPSY OASIS II*, Department of Geomatics University of Newcastle upon Tyne, 1996.
- HARTMAN, D. L. *Global Physical Climatology*. Academic Press, California, 410 p, 1994.
- HOFMANN-WELLENHOF, B.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS J. *GPS Theory and Practice*, Springer-Verlag, Wien, Fourth Revised Edition. 389p, 1997.
- KUNCHES, J. M. *In the Teeth of Cycle 23*. Space Environment Center, NOAA. ION 2000, 2000.
- KUO, Y. H., GUO, Y. R. and WESTWATER, E. R. Assimilation of Precipitable Water Into Mesoscale Numerical Model. Mon. Wea. Rev., 121, 1215-1238, 1993.
- KUO, Y. H., ZUO, X. and GUO, Y. R. Variational Assimilation of Precipitable Water Using Nonhydrostatic Mesoscale adjoint Model. Part I: Moisture retrieval and sensitivity experiments. Mon. Wea. Rev., 124, 122-147, 1996.

- LANYI, G., *Tropospheric Delay Affecting in Radio Interferometry*. Telecommunications and Data Acquisition Progress Rep. Jet Propulsion Laboratory Pasadena, CA, April-June, 1984.
- MCCARTHY D.D, (ED). – 1996 – “*IERS Technical Note 21*” observatoire de Paris, França.
- MIKHAIL, E. & ACKERMANN, F. *Observation and Least Square*. IEP A Dun Donnelley Publisher, New York, 1976.
- MONICO, J. F. G. *Posicionamento por Ponto de Alta Precisão Utilizando o GPS: Uma solução para a Geodinâmica*. Revista Brasileira de Geofísica (no prelo). 1999.
- MONICO, J. F. G. *Posicionamento Pelo NAVSTAR-GPS: Descrição, Fundamentos e aplicações*. Editora Unesp, 291 p., 2000.
- NIELL, A. E. *Global Mapping Functions for the Atmosphere Delay at Radio Wavelengths*. Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No.B2, Pages 3227-3246, 1996.
- OMETO, J. C. “*Bioclimatologia Vegetal*”. Ed. Agronômica Ceres. São Paulo. 440 páginas, 1981.
- PACIONE, R., SCIARRETTA C., FIONDA E., BORDONI F. U.; FERRARA R. *GPS and Ground-Based Microwave Radiometer PWV: A Case Study at Cagliari Astronomical Station, Italy*: Centro di Geodesia Spaziale, Università di Perugia, Dip. Ingegneria dell’Informazione; F. Vespe, Agenzia Spaziale Italiana - Centro di Geodesia Spaziale, Italy. ÍON 2001, 2001.
- PARKINSON B. W. & SPILKER, J., J. JR. *Global Positioning System: Theory and Applications*. Vol. 1 Progress in Astronautics and Aeronautics. 1996.
- REIGBER C., GENDT G., DICK G., TOMASSINI M., *Near Real-Time Water Vapor Monitoring in a German GPS Network and Assimilation into Weather Forecast Model: Geo Forschungs Zentrum Potsdam*, ION 2001, 2001.

- REMONDI B. W. “*Performing Centimeter-Level Surveys in Seconds with GPS Carrier Phase: Initial Results*”. Journal of Navigation, Volume III, The Institute of Navigation, 1986.
- RESNICK, R. & HALLIDAY, D. *Física*. Tradução de Antonio Luciano Leite Videira. 4º edição. Rio de Janeiro. Editora LTC SA, 1985.
- SAASTAMOINEM, J. *Contribution to the Theory of Atmospheric Refraction*. Bulletin Geodésique, Vol. 105, Sept 1972, Vol. 106, Dec 1972, Vol. 107, March, 1973.
- SCHUELER T., HEIN G.W., BIBERGER R. *A Global Analysis of the Mean Atmospheric Temperature for GPS Water Vapor Estimation*. Institute of Geodesy and Navigation, University FAF Munich, ION 2001, 2001.
- SEEBER, G. *Satellite Geodesy Foundations, Methods and Applications*. Walter de Gruyter, Berlin, New York, 1993.
- SILVA, N. C. C. *Análise do Efeito dos Modelos de Refração Troposférica no Posicionamento Geodésico Usando Dados da RBMC*, Tese de Mestrado, IME, 137 p., 1998.
- SOVERS. O. J., BORDER, J. S. *Observation Model and Parameter Partial for the JPL Geodetic GPS Modeling Software ‘GPSOMC’*. JPL Publication 87-21, Rev.2, 1990
- SPIPKER, J., J. JR., *Tropospheric Effects on GPS*. American Institute of Aeronautics and Astronautics. Vol 1 Capítulo 13, pg. 517 – 546, 1994.
- TEUNISSEN P. J. G. & KLEUSBERG A. *GPS for Geodesy*. Ed. Springer. 650 p. 1998.
- VIANELLO, R. L. & ALVES, A. R. *Meteorologia Básica e Aplicações*. Universidade Federal de Viçosa. Impr. Univ., Viçosa, 1991.