

LEONARDO CASTRO DE OLIVEIRA

ENGENHEIRO CARTÓGRAFO

REFRAÇÃO ATMOSFÉRICA NAS MEDIDAS DOPPLER

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Ciências pela Universidade Federal do Paraná.

CURITIBA
fevereiro, 1990.

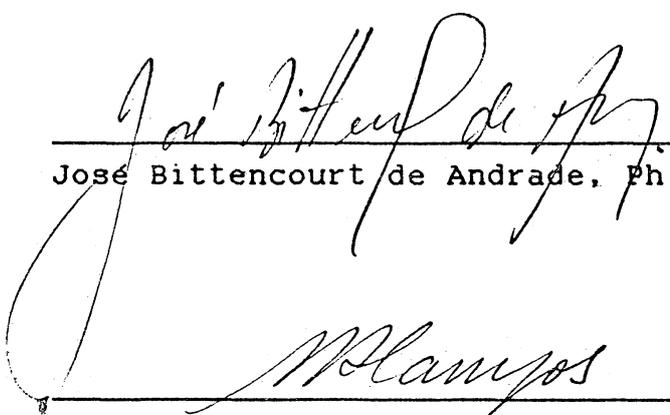
REFRAÇÃO ATMOSFÉRICA
NAS MEDIDAS DOPPLER

por

LEONARDO CASTRO DE OLIVEIRA, Eng. Cartógrafo.

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Ciências pela Universidade Federal do Paraná.

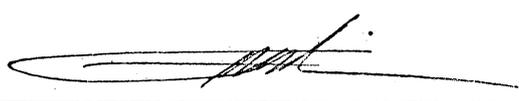
BANCA EXAMINADORA



José Bittencourt de Andrade, Ph. D. - Orientador.



Milton de Azevedo Campos, Ph. D.



François Albert Rosier, M. Sc.

Universidade Federal do Paraná
Curitiba, 20 de fevereiro de 1990.

“ É preciso ter em si mesmo . . .
suficiente confiança para não desanimar . . .
e desconfiança bastante para não fazer tolices . . . ”

Walter Waeny

Dedico o trabalho à meus pais

- Antônio e Lucy,

e a minha companheira

- Leila.

AGRADECIMENTOS

Muitas foram as pessoas - algumas não tive nem o prazer de conhecer, e instituições que me auxiliaram na consecução desta pesquisa. Agradecer a todos, como é o meu desejo, torna-se impossível. Sendo assim, desculpem-me os nomes aqui não indicados, por pura falta de espaço do que por um infeliz esquecimento, e agradeço sinceramente:

- aos meus pais e família ;
- à Leila e família ;
- à UFPR, particularmente ao Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas ;
- à minha turma : Benjamin, Celso, Dalto, Edgar, Galera, Isabel, João, Joel, Liliam, Paulo, Tommaselli e Sônia ;
- ao CNPq ;
- ao Dr. Milton de Azevedo Campos, pela idéia, gerência e apoio do Projeto Controle da Rede Geodésica Brasileira ;
- ao FIBGE, ITCF, FINEP e Universidade de Hannover, em especial ao Dr. Gunter Seeber, pela viabilização do projeto ;
- ao INEMET, IAPAR e DEPV pela cessão dos seus dados meteorológicos ;
- ao IME, em especial à seção de Engenharia Cartográfica ;
- a todos os que são meus amigos(as) (e tenho muitos !), em especial aos engenheiros cartógrafos Luiz Felipe, Claudionor Tusco e Henrique Firkowski, pela necessária e grande ajuda .

CONTEÚDO

Título	i
Termo de Aprovação	ii
Dedicatória	iii
Agradecimentos	iv
Lista de Abreviaturas	viii
Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xi
Resumo	xiii
Abstract	xiii
Apresentação	xiv
CAPÍTULO 1 - ATMOSFERA E REFRAÇÃO	
1.1 - INTRODUÇÃO	001
1.2 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA ATMOSFERA	003
1.3 - ESTRUTURA DA ATMOSFERA	004
1.4 - REFRAÇÃO	009
1.4.1 - Introdução	009
1.4.2 - Aspectos teóricos	010
1.4.3 - índice de Refração Ionosférico	016
1.4.4 - índice de Refração Troposférico	018
1.5 - MODELOS DE CORREÇÃO PARA REFRAÇÃO	022
1.5.1 - Introdução	022
1.5.2 - Modelo para correção Ionosférica	023
1.5.3 - Modelo para correção Troposférica	028
CAPÍTULO 2 - TRATAMENTO DAS OBSERVAÇÕES METEOROLÓGICAS	
2.1 - INTRODUÇÃO	042
2.2 - OBSERVAÇÕES FORNECIDAS PELO IBGE	044
2.2.1 - Princípio de funcionamento dos altímetros	046
2.2.2 - Modelo Matemático	048

4.3.4 - Determinação do intervalo para σ^2	103
4.4 - ANÁLISE DAS MÉDIAS - ANOVA	105
4.4.1 - Modelos	107
4.4.2 - Quadro para ANOVA	108
4.4.3 - Teste de Scheffé	111
4.4.4 - Resultados	113
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	
5.1 - COMENTÁRIOS	117
5.2 - CONCLUSÕES	117
5.3 - RECOMENDAÇÕES	118
APÊNDICE - DEDUÇÃO DA FÓRMULA DE LAPLACE	121
NOTAS DE REFERÊNCIA	130
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137

LISTA DE ABREVIATURAS

ANOVA	Análise de Variância;
AM	atmosfera média;
B	modelo de Black;
BK	modelo de Black com correção ao efeito de curvatura;
BS	estação de rastreamento Bocaiúva do Sul;
°C	graus Celsius;
CC	estação de rastreamento Cerro Chato;
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico;
CPGCG	Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas;
DC	dados meteorológicos coletados nas estações de rastreamento;
DEPV	Diretoria de Eletrônica e Proteção ao Vão;
E	ângulo de elevação;
"e"	pressão parcial do vapor d'água;
ES	estação de rastreamento Esmeralda;
ET	dado meteorológico estimado;
FINEP	Financiadora de Estudos e Projetos;
GEODOPV	Geodetic Doppler Positioning Programs (version V);
H	modelo simplificado de Hopfield;
IAPAR	Instituto Agrônomo do Paraná;
IBGE	Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística;
IME	Instituto Militar de Engenharia;
INEMET	Instituto Nacional de Meteorologia;
ITCF	Instituto de Terras, Cartografia e Florestas;
°K	graus Kelvin;

m	metro;
mb	milibares;
ME	processo de cálculo multi-estação;
mm Hg	milímetros de mercúrio;
MMQ	Método dos Mínimos Quadrados;
MVC	matriz Variância-Covariância;
n	índice de refração;
NNSS	Navy Navigation Satellite System;
P	pressão atmosférica;
PCRGB	Projeto Controle da Rede Geodésica Brasileira;
PP	estação de rastreo Pedra Preta;
PS	processo de cálculo ponto-simples;
S	modelo de Saastamoinen;
TD	estação de rastreo Três Divisas;
TPO	temperatura ponto de orvalho;
TS ou T	temperatura seca;
TU	temperatura úmida;
UFPR	Universidade Federal do Paraná;
UR	umidade relativa;
VG	estação de rastreo Vera Guarani;
W & T	Wallace & Tiernan;
μ n	micra;
σ	densidade do ar.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01: Lei de Snell	011
Figura 02: Geometria entre a estação e a órbita	031
Figura 03: Localização das estações de rastreamento e meteorológicas	043
Figura 04: Princípio de funcionamento dos altímetros/barômetros	046
Figura 05: Parte da tabela TMA - DEPV - 105 - 05	061
Figura 06: Tabela relacionando TS, "e", (TS-TU) e TPO ...	062
Figura 07: Quadro para ANOVA	110
Figura 08: Geometria para a equação de Laplace	122

LISTA DE TABELAS

Tabela 01:	Coordenadas dos vértices utilizados no PCRGB .	045
Tabela 02:	Resumo das observações para correção dos altímetros	050
Tabela 03:	Resultados para a "calibração" dos altímetros.	053
Tabela 04:	Coordenadas das estações meteorológicas pertencentes ao INEMET	054
Tabela 05:	Coordenadas das estações meteorológicas pertencentes ao IAPAR	056
Tabela 06:	Coordenadas das estações meteorológicas pertencentes à DEPU	057
Tabela 07:	Dados relativos ao cálculo da atmosfera média para TS	069
Tabela 08:	Dados relativos ao cálculo da atmosfera média para P	072
Tabela 09:	Dados relativos ao cálculo da atmosfera média para TU	078
Tabela 10:	Valores de atmosfera média para as estações de rastreo	079
Tabela 11:	Precisões para os dados interpolados	083
Tabela 12:	Precisões para os dados preditos	085
Tabela 13:	Resumo dos ajustamentos para PP, usando PS ...	088
Tabela 14:	Resumo dos ajustamentos para CC, usando PS ...	088
Tabela 15:	Resumo dos ajustamentos para TD, usando PS ...	089
Tabela 16:	Resumo dos ajustamentos para BS, usando PS ...	089
Tabela 17:	Resumo dos ajustamentos para ES, usando PS ...	090
Tabela 18:	Resumo dos ajustamentos para VG, usando PS ...	090
Tabela 19:	Resumo dos ajustamentos para PP, usando ME ...	091

Tabela 20:	Resumo dos ajustamentos para CC, usando ME ...	091
Tabela 21:	Resumo dos ajustamentos para TD, usando ME ...	092
Tabela 22:	Resumo dos ajustamentos para BS, usando ME ...	092
Tabela 23:	Resumo dos ajustamentos para ES, usando ME ...	093
Tabela 24:	Resumo dos ajustamentos para VG, usando ME ...	093
Tabela 25:	Traços das MVC para PP	094
Tabela 26:	Traços das MVC para CC	095
Tabela 27:	Traços das MVC para TD	095
Tabela 28:	Traços das MVC para BS	095
Tabela 29:	Traços das MVC para ES	096
Tabela 30:	Traços das MVC para VG	096
Tabela 31:	Traços das MVC para a solução ME	096
Tabela 32:	Resultados para o teste de Bartlett	099
Tabela 33:	Resultados da ANOVA, solução PS	115
Tabela 34:	Resultados para o teste de Scheffé, solução PS	115
Tabela 35:	Resultados da ANOVA, solução ME	116
Tabela 36:	Resultados para o teste de Scheffé, solução ME	116
Tabela 37:	Pressão e densidade para o ar seco	126
Tabela 38:	Pressão e densidade para o ar seco mais vapor d'água	127

RESUMO

Esta dissertação tem por objetivo realizar investigações referentes à refração atmosférica nas medidas Doppler. São considerados quatro modelos para correção troposférica, e o modelo de duas frequências para a correção da refração ionosférica. São também testados diferentes fontes de dados meteorológicos. Todos os testes são feitos utilizando-se o programa GEODOPV, estando as conclusões baseadas em abrangente avaliação dentre os resultados obtidos.

ABSTRACT

The main objective of this dissertation is to investigate the effects of the atmospheric refraction in Doppler measurements. Four models are considered for the tropospheric correction and also the two-frequency model for ionospheric correction. Different sources of meteorological data are tested too. All the tests make use of the GEODOPV program, and the conclusions are based in a complete research among the results obtained.

APRESENTAÇÃO

Esta pesquisa está incorporada ao Projeto Controle da Rede Geodésica Brasileira (PCRGB), que já obteve como resultados, à nível do Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, uma tese de doutorado, intitulada CONTROLE DA REDE GEODÉSICA BRASILEIRA POR MEIO DE SATÉLITES DO SISTEMA NNSS, de autoria do professor Milton de Azevedo Campos, e duas dissertações à nível de mestrado: ESTUDO DA PRECISÃO DOS RECEPTORES GEODÉSICOS DOPPLER ENVOLVIDOS NO PCRGB USANDO O PROGRAMA GEODOPV, e ANÁLISE SOBRE A PRECISÃO DAS MEDIDAS DOPPLER USANDO O PROGRAMA GEODOPV, tendo como autores Rene Zepeda e Ramon Morales, respectivamente.

O desenvolvimento e aprimoramento da tecnologia espacial para a área do conhecimento onde está inserido o PCRGB - dedicado ao estudo e emprego Geodésico, requer compreensão sobre os mais diversos assuntos. Dentre estes, um de grande importância se refere às influências sistemáticas, pois são elas, de um modo geral, um dos fatores responsáveis por uma maior complexidade dos modelos matemáticos, ou das necessárias correções às observações coletadas. A refração atmosférica, por seu aspecto multi-disciplinar, e de particular evidência em todas as observações obtidas no meio natural, tornou-se uma componente sistemática que exige atenção especial para seu tratamento.

O trabalho desenvolvido tem como principais objetivos o de realizar investigações sobre modelos para correção da refração troposférica nas medidas Doppler, e de fontes alternativas para a obtenção dos dados meteorológicos necessários.

Contudo, procurou-se também retratar a complexidade do tema, tanto à nível conceitual como prático. Para tanto, a dissertação está composta de cinco capítulos, estabelecidos de acordo com uma sequência que pareceu ser a mais interessante, de maneira a poder consubstanciar os objetivos propostos.

O Capítulo 1 aborda, de modo amplo, a atmosfera e o fenômeno da refração. Estão presentes alguns conceitos principais e modelos para correção da refração, além de informações que subsidiam o entendimento do tema. O Capítulo 2 está dedicado ao tratamento que foi dispensado às observações meteorológicas disponíveis, necessário por se tratar de dados gerados por várias instituições, com finalidades e condições de operação com características particulares. O Capítulo 3 apresenta metodologias alternativas para a obtenção de dados relativos às grandezas meteorológicas. O Capítulo 4 trata dos testes realizados, bem como de toda a análise dos resultados. Finalmente, o Capítulo 5 apresenta as conclusões e encaminha algumas recomendações.

CAPÍTULO 1

ATMOSFERA E REFRAÇÃO

1.1 - INTRODUÇÃO

Etimologicamente a palavra atmosfera é oriunda da aglutinação dos termos gregos "atmós", que significa vapor, gás, e "sphaíra", cujo sentido se traduz por esfera. Assim sendo, sob o ponto de vista semântico, entende-se atmosfera como um gás distribuído de forma esférica; entretanto, mesmo que de forma não muito rigorosa, é de interesse geral uma abordagem científica do termo. Neste caso, atmosfera representa a camada gasosa que envolve um corpo de forma esférica, devido ao seu campo gravífico e proximidade com o sol.

Atualmente, sabe-se que a atmosfera não é composta somente de um único elemento químico, mas de uma complexa e não homogênea mistura de gases e outros elementos, que mudam no tempo e espaço^{/01/}. Adicionalmente, ainda sofre as influências dos outros corpos celestes, principalmente do Sol. Exemplificando: a atmosfera, se vista como um todo, apresenta a maioria dos seus átomos eletricamente em repouso; contudo, as radiações vindas do espaço perturbam este estado, sendo que as partículas carregadas se concentram, em grande maioria, na sua parte superior^{/02/}.

O estudo e conhecimento da atmosfera terrestre é de fundamental importância para o Homem. Pode-se citar, por exemplo, que o sentido da visão só existe porque a atmosfera absorve parte da luz que chega à Terra, principalmente os raios ultra-violeta; que a possibilidade de comunicação, até

de amplitude inter-continental, não considerando o emprego de satélites artificiais, é possível utilizando-se a propriedade de reflexão das ondas eletromagnéticas pela própria atmosfera; que é ela um dos fatores responsáveis pela diferença suportável entre temperaturas no período do dia e da noite. A comparação feita entre o mar e a atmosfera originam, algumas vezes, questionamentos interessantes, tais como: sabendo-se que quanto mais profundo está o mar bem maior é a pressão exercida pelo mesmo aos seres existentes, a que pressão estão submetidos os corpos na superfície terrestre, já que se encontram a centenas de quilômetros de profundidade da atmosfera, confundida agora como um mar de ar? Como isso influencia a vida humana? Um aspecto mais particular, e que interessa aos que trabalham com propagação de ondas através da atmosfera, são as perturbações advindas da sua existência. A atmosfera, por se constituir em um meio de propagação dispersivo, isto é, o comprimento de uma onda é função da sua frequência, e em um meio não homogêneo, caracterizado pelo comprimento de onda ser função da sua posição e tempo¹⁰³, exige um modelamento analítico que permita a determinação de correções para minimizar as distorções sobre os sinais em propagação, de modo a que o objetivo do seu emprego possa ser atingido. Para tanto várias grandezas, tais como, temperatura seca (TS) e úmida (TU), pressão atmosférica (P), umidade relativa do ar (UR), densidade (σ), entre outras, são empregadas pela Meteorologia, ciência que estuda a atmosfera e seus fenômenos, para se conseguir uma adequada interpretação sobre seu comportamento. Deste modo, torna-se possível uma melhor convivência entre ela e as atividades que nela se

desenvolvem. A partir de estudos foram estabelecidos, por várias entidades, modelos atmosféricos que são utilizados para os mais diversos fins. Entre estes modelos, pode-se citar /04/ o CIRA - International Reference Atmosphere, da entidade COSPAR; NACA, do U.S. National Advisory Committee for Aeronautics; SAO, do Smithsonian Astrophysical Observatory; ARDC, do U.S. Air Research and Development Command, entre outros.

É claro que um maior aprofundamento em todos os aspectos ligados à atmosfera não se insere nos objetivos deste trabalho. Serão então feitas algumas considerações, de maneira a poder dosar a dissertação de um encadeamento mais lógico, bem como facilitar o seu entendimento.

1.2 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA ATMOSFERA

A atmosfera contém alguns elementos predominantes na sua composição, com aproximadamente 99% do seu volume total; outros, de natureza variável, e aqueles cuja contribuição na complexa mistura é insignificante. Entre os elementos já identificados, aparecem /05//06//07//:

elementos	%
Nitrogênio	78,084
Oxigênio	20,946
Argônio	0,934
Vapor d'água	0,100 . 10 ⁻³
Anidrido Carbônico	0,030
Neônio	0,182 . 10 ⁻²
Hélio	0,524 . 10 ⁻³
Metano	0,200 . 10 ⁻³
Criptônio	0,114 . 10 ⁻³
Hidrogênio	0,500 . 10 ⁻⁴
Ozônio	0,400 . 10 ⁻⁴
óxido Nitroso	0,500 . 10 ⁻⁴
Monóxido de Carbono	0,100 . 10 ⁻⁴
Xenônio	0,870 . 10 ⁻⁵
Radônio	0,600 . 10 ⁻¹⁰

Adicionalmente a estes, podem ser ainda encontrados a Amônia e outros poluentes. São variáveis, certamente não os únicos, o óxido Nitroso, Monóxido de Carbono e o Vapor d'água. Este, dependente de vários fatores que interagem com a atmosfera.

1.3 - ESTRUTURA DA ATMOSFERA

A estrutura da atmosfera requer estudos bem específicos, com o intuito de subsidiar uma definição mais consistente. Isto porque as concepções existentes ainda apresentam divergências, pelo menos quanto a terminologia e extensão das camadas^{/08/}. De acordo com Joshi^{/09/}, antes do começo do século os modelos dedicados a atmosfera apresentavam uma relação constante, e de forma inversamente proporcional entre a temperatura seca e altitude. Atualmente, já embasada por técnicas que permitem, inclusive, a coleta e aproveitamento de informações no espaço, persiste a grandeza física temperatura como delineadora da divisão da atmosfera em camadas específicas^{/10/}. Um estudo minucioso da estrutura atmosférica não se insere nesta dissertação, por isso, serão apresentadas características das camadas, de maneira a poder evidenciar particularidades da atmosfera. Todas as informações estão contidas em vários trabalhos^{/11//12//13//14//15/} e, em resumo, tem-se:

a) Troposfera

camada de altitude variável em função da hora e latitude, sendo que apresenta um valor médio em torno de 17 km para o Equador, diminuindo para 8 Km nos polos,

- tomando como origem a superfície média dos mares.
- é a camada mais baixa da atmosfera, contendo 75% da sua massa total, alta percentagem de vapor d'água e poluentes;
 - tem como característica a grande quantidade de correntes convectivas, e movimentos bem distintos de massas de ar;
 - apresenta um decréscimo da temperatura em relação ao aumento de altura. Este gradiente tem como valor médio $6,5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. Outra grandeza que tem o gradiente vertical já bastante investigado é a pressão atmosférica, o que já não acontece com a pressão do vapor d'água. Embora exista variação horizontal dessas grandezas, ainda não se encontram modeladas por serem de natureza complexa;
 - nesta camada ocorre a maioria dos fenômenos meteorológicos conhecidos, tais como ventos, nuvens, nevoeiro, tempestades, etc...;
 - no limite superior o ar é inconstante, variando consideravelmente em função da latitude e estação do ano;

b) Tropopausa

- é a superfície que envolve a Troposfera. Análoga a esta, sua altitude também é mutável, variando conforme a latitude, estação do ano e mudanças de pressão;
- é tomada como zona de transição, visto que separa a baixa atmosfera da atmosfera superior;
- tem como característica a inversão de temperatura, quer dizer, nesta parte da atmosfera o ar não se resfria com o aumento da altitude;

- na latitude de 45° sua temperatura média fica em torno de -55°C , sendo mais alta nos polos, função de sua altitude à superfície terrestre.

c) Estratosfera

- camada que se estende acima da Tropopausa até uma altitude média em torno de 50 Km;
- tomada como região isotérmica. Modernas pesquisas, entretanto, tem mostrado a existência do aumento de temperatura com a altura, de acordo com as estações do ano;
- é a camada que contém a maior quantidade de Ozônio, sendo que a concentração máxima fica em torno de 22 Km da superfície tomada como referência;
- não contém vapor d'água nem nuvens, sendo o ar nesta camada bastante estável, por isto, preferida pela navegação aérea quando feita a grandes altitudes;
- ainda nesta camada, pouco abaixo da altitude de 30 Km, se encontram 99% de todas as moléculas do ar.

d) Estratopausa

- superfície quente que envolve a Estratosfera.

e) Mesosfera

- camada superposta a Estratopausa, de altitude média igual a 80 Km;
- a temperatura média, neste limite, fica em torno dos -90°C ;
- também como característica apresenta movimentos de ar

de natureza turbulenta;

- apresenta pressão muito baixa, ficando por volta de 1 mb na origem, e 0,01 mb no limite superior.

f) Mesopausa

- superfície que se interpõe entre a Mesosfera e a Termosfera, caracterizada por nova inversão de temperatura.

g) Termosfera

- existe grande divergência quanto à altitude do limite superior, podendo-se encontrar os valores de 400, 500 e 750 Km;
- camada que apresenta densidades extremamente baixas;
- o limite inferior da camada consiste, principalmente, de Nitrogênio e Oxigênio, na sua forma atômica e molecular. Acima de 200 Km o Oxigênio, na sua forma atômica, prevalece em relação ao Nitrogênio;
- a temperatura continua a subir nesta camada, justificada pela absorção da radiação ultra violeta pelo Oxigênio atômico, podendo chegar ao valor puramente teórico de 927°C para a altitude de 350 Km. A não comprovação deste valor é devido ao ar ser bastante rarefeito, impossibilitando os equipamentos de coleta de registrarem tal valor;
- a entrada na atmosfera da radiação ultra violeta, originada do Sol, e de partículas com grande energia e alta velocidade, originadas do espaço exterior, tem como consequência a ionização. Tal fenômeno ocorre

devido ao surgimento de elétrons provindos dos átomos de Oxigênio e moléculas de Nitrogênio;

- camada responsável pela reflexão de ondas de rádio.

h) Exosfera

- camada superior a termosfera, onde o Oxigênio atômico é ionizado. Concomitantemente com os átomos de Hidrogênio, formam uma atmosfera rarefeita, na qual a lei dos gases não pode ser mais empregada;
- com o aumento da altitude, há uma conseqüente diminuição na probabilidade das colisões moleculares desviarem as partículas gasosas para níveis inferiores, fazendo com que as mesmas tendam a escapar para o espaço, especialmente as do Hélio com baixo peso atômico;
- existe a predominância de partículas neutras.

i) Magnetosfera

- tem sua origem a mais ou menos 2000 Km de altitude;
- é composta somente de prótons e elétrons;
- o campo magnético torna-se mais importante que o campo da gravidade (ou gravífico).

Para estudo de determinados fenômenos, cujo aparecimento é devido à existência da atmosfera, interessa estratificar a atmosfera evidenciando outros parâmetros, ou mesmo propriedades inerentes à sua estrutura. Por exemplo: a estratificação considerando à existência de processos físico-químicos, permite que a camada Estratosfera seja denominada Ozonosfera; Ionosfera seria a camada que compreenderia parte da Mesosfera

à Termosfera. Sendo assim, pode-se facilmente encontrar ainda outros termos, tais como Quimosfera, Neutrosfera, Homosfera, Héterosfera, etc..., cujo sentido se fundamenta em outras considerações, que não são relevantes neste trabalho.

1.4 - REFRAÇÃO

1.4.1 - Introdução

Fenômeno originado quando da passagem de ondas, seja de origem eletromagnética, acústica, calorífica ou outra qualquer, de um determinado meio de propagação para outro, de densidade diferente. Caracteriza-se pela mudança de direção da onda, tanto no sentido vertical quanto no horizontal, e de sua velocidade de propagação.

Função dos espaços que as ondas podem atravessar, do tipo de onda empregada, da área de estudo onde a onda é usada, entre outras considerações, especifica-se o fenômeno de modo a torná-lo mais evidente, e poder particularizá-lo. Por isso, são comuns os termos Refração Astronômica, Refração Fotogramétrica, Refração Troposférica, Refração Ionosférica, Refração Atmosférica, entre outros. A Refração Astronômica, por exemplo, vem a ser o aparente deslocamento sofrido por qualquer corpo fora da atmosfera, devido ao trajeto que o raio luminoso percorre do corpo até o observador, situado na superfície terrestre. Toda a tecnologia desenvolvida inerente à fotogrametria pressupõem o emprego de fotografias, que em resumo são os registros de ondas de frequência na faixa da luz visível que atravessam a atmosfera através de uma emulsão, estando o equipamento a bordo de uma aeronave ou não. O

deslocamento sofrido pelo ponto imagem é devido à Refração Fotogramétrica. A Refração Atmosférica é definida quando o aparente deslocamento é tomado em relação ao corpo na superfície terrestre, ao invés do localizado na outra extremidade da direção.

Andrade /16/ mostra de modo claro a relação entre as Refrações Atmosférica e Fotogramétrica. No caso particular deste trabalho, interessa o conhecimento sobre as Refrações Troposférica e Ionosférica. Dizem respeito às influências que as camadas relativas à Troposfera e Ionosfera exercem sobre as ondas eletromagnéticas empregadas na medição de distâncias. É certo que qualquer que seja a origem do conjunto de observações realizadas, astronômica ou terrestre, por exemplo, sempre existirão distorções provenientes da atmosfera, e que de alguma maneira acarretarão efeitos particulares ao tipo de registro feito às observações. Modeladas as influências, as observações se encontrarão aptas a incorporar os modelos matemáticos pertinentes aos objetivos que motivaram sua obtenção.

1.4.2 - Aspectos Teóricos

Existe suficiente bibliografia abordando o tema dentro do contexto específico da ciência Geodésica /17//18//19//20/, devendo ser consultada para um estudo mais rigoroso. A base dos estudos relativos à propagação de ondas eletromagnéticas em um meio refrativo, qualquer que seja sua frequência, está vinculado aos princípios formulados por Fermat, há mais de 300 anos /21/. Os princípios estabelecem que:

- a) dados dois pontos fixos, uma onda eletromagnética percorrerá o caminho que proporcione o menor tempo de

percurso entre os mesmos;

- b) o índice de refração do meio pode ser avaliado pela relação entre a velocidade da luz no vácuo, pois nesse estado todas as ondas eletromagnéticas se propagam com a mesma velocidade /22/, e a velocidade de propagação da onda no meio:

$$n = \frac{c}{v} ; \quad (1)$$

onde: n = índice de refração;

c = velocidade da luz no vácuo;

v = velocidade da luz no meio.

As leis que regem a refração são deduzidas pela aplicação direta dos princípios de Fermat, e tem o seguinte sentido:

- a) dados dois meios de propagação diferentes, a relação entre os índices de refração n_1 e n_2 e os ângulos de incidência (I) e de refração (R) , representados na figura 01, é dada pela lei de Snell, da forma:

$$n_1 \text{ sen } (I) = n_2 \text{ sen } (R) ; \quad (2)$$

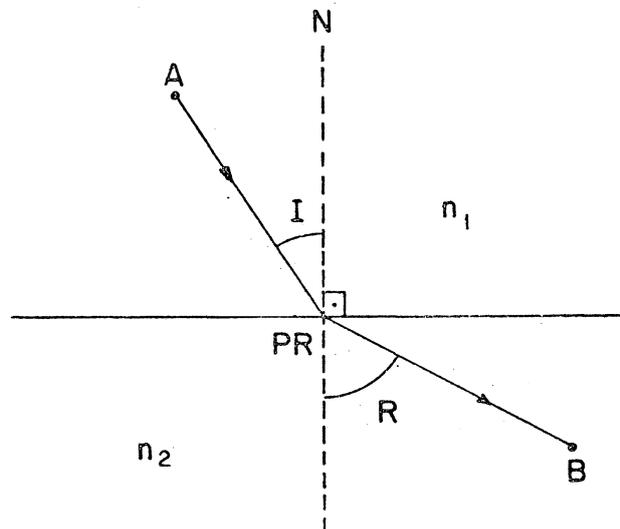


Fig. 01: Lei de Snell.

b) o raio incidente, o raio refratado e a normal traçada a partir do ponto de refração (PR) estão contidos no mesmo plano.

Deste modo pode-se modelar a influência atmosférica com respeito à propagação dos sinais eletromagnéticos, tanto quanto à mudança de direção e distância entre dois pontos. É importante notar que não se está quantificando a influência atmosférica para correção a algum tipo de registro feito; as equações apresentadas a seguir independem da observação, somente são significativas para evidenciar a consequência da existência de um meio refrativo entre dois pontos: a mudança de direção entre eles e da distância entre os mesmos.

A equação para a variação da distância, no seu aspecto mais rigoroso, apresenta uma primeira parcela correspondente à perda de geometria quando da propagação, devido à curvatura que sofre a onda, e uma segunda, referente à alteração da velocidade de propagação do sinal no meio^{/23/}. A equação tem a seguinte forma:

$$\Delta S = (S - S_0) + \int (n - 1) ds ; \quad (3)$$

onde: ΔS = influência da refração;

S = distância curva;

S_0 = distância teórica.

Pesquisas, contudo, têm mostrado ser insignificante a parcela devida à curvatura da onda, desde que as distâncias medidas sejam entre pontos que tenham um ângulo de elevação de até 6°^{/24/}.

Analisando a expressão dada por Vanicek^{/25/} para a curvatura, conclui-se que quanto mais próximo da vertical for o

sentido da propagação do sinal, menor será a influência devido à curvatura, pois:

$$K = \frac{1}{n} \frac{dn}{dh} \operatorname{sen} I ; \quad (4)$$

onde: K = efeito da curvatura; I = ângulo de incidência;

dn = diferença entre índices de refração;

dh = espessura do meio refrativo;

I = ângulo de incidência.

A equação que expressa a mudança de direção para um dado sinal, quando de sua propagação, considera dois pontos infinitesimalmente próximos da origem PR (figura 01). Sem demonstração, que pode ser obtida em Joshi /26/ ou Andrade /27/, por exemplo, a equação é dada por:

$$\Delta D = \operatorname{tg} I \int \frac{dn}{n} ; \quad (5)$$

onde ΔD = diferença angular entre o sinal incidente e o sinal refratado.

Ao contrário da equação referente à distância, a expressão (5) não apresenta possibilidade para hipóteses simplificadoras, sendo portanto, matematicamente rigorosa /28/.

As soluções das equações (3) e (5) são complexas, visto que a determinação do índice de refração sobre todo o intervalo de integração é função de elementos ainda não bem conhecidos analiticamente. Hipóteses tem de ser feitas, como por exemplo, quanto à determinação da variação da densidade terrestre /29/, no que tange à forma das camadas atmosféricas e variabilidade do índice de refração /30//31/, entre outras. Associadas a estas hipóteses, as soluções baseiam-se em prin-

cípios puramente matemáticos, empregados a nível prático sem perda de consistência aos resultados obtidos, como por exemplo, o aplicado por Andrade /32/.

Joshi /33/ evidencia o problema da exatidão no que concerne ao tratamento matemático e físico do fenômeno da refração. No seu estudo, considera a influência da própria atmosfera, e das condições ambientais do meio a que estão sujeitos os equipamentos utilizados, como por exemplo, a turbulência do ar e fontes de calor. Os princípios, leis e modelos matemáticos também são avaliados quanto à sua consistência. O princípio de Fermat, por exemplo, exige que dois pontos estejam diferencialmente próximos, o que não condiz com a realidade física das medições feitas na superfície terrestre. Universalmente é aceito que a atmosfera é composta de camadas esféricas e simétricas. Contudo, já existe a preocupação de se considerar o efeito do não paralelismo entre as camadas. Foi estabelecido um modelo para obter o erro no cálculo da refração devido à diferença do modelo geométrico, sendo considerado na sua derivação, latitude e condições atmosféricas médias. A expressão, deduzida por Saastamoinen /34/, para a observação distância zenital, tem a seguinte forma:

$$\Delta R = - 0,20'' h (dT / ds) (\text{tg}^2 Z_0 + 0,5); \quad (6)$$

onde: h = espessura, dada em Km, referente à camada que afeta localmente a refração. Por exemplo: no caso da brisa marítima, h é da ordem de 0,5 Km;

dT/ds = gradiente horizontal segundo a direção N - S, referente a temperatura, em °C/Km;

Z₀ = distância zenital observada.

Continuando seu estudo, Joshi aborda o problema da exatidão para as observações função da correção estimada devido ao fenômeno da refração. Deve o problema ser analisado com minúcia, pois há divergências entre autores em razão de existir uma diversidade de métodos, processos, tipos de observações e modelos para as devidas correções, de modo a se obter o posicionamento de pontos sobre a superfície terrestre.

Na medida em que novas frequências serão empregadas para mensurar grandezas geométricas (distâncias) ou físicas (contagens Doppler), tem-se, ao mesmo tempo, que desenvolver modelos e equipamentos compatíveis que permitam minimizar as influências atmosféricas. Por exemplo: aproveitando-se a propriedade dispersiva da atmosfera pode-se empregar, de maneira análoga à eliminação da Refração Ionosférica, a medida de duas frequências pertencentes a banda da frequência ótica do espectro para eliminar as influências Troposféricas. Para tanto, é necessário que a refratividade para estes sinais seja função do seu comprimento de onda. É o caso do LASER. Outros métodos estão em estudo: a utilização de mais de dois sinais para determinar um índice de refração médio; satélites geostacionários rastreando satélites a baixas altitudes, que coletariam informações especiais a respeito da atmosfera, mais especificamente a respeito da Troposfera e Estratosfera /35/.

Fica evidente, pela quantidade substancial de material bibliográfico existente, fundamentado inclusive pelas várias abordagens ao assunto e diversidade de autores, que a refração é uma das mais importantes fontes de distorções siste-

máticas a que estão sujeitas as observações coletadas em meio-ambiente, sendo também uma das mais complexas no tocante ao seu tratamento. Por isso o fenômeno da refração precisa ser cada vez mais analisado e estudado, de maneira a se ter condições de melhor minimizar seus efeitos, de modo que as grandezas mensuradas, de natureza geométrica ou física, possam tornar-se compatíveis com os modelos matemáticos a que estarão associadas, no tocante as suas precisões e exatidões. Sob um ponto de vista prático, a refração só é considerada até uma altitude de 30 Km, função do aspecto de não-homogeneidade da atmosfera. O fenômeno só terá novamente importância relevante quando os sinais acima de $3 \cdot 10^7$ Hz atravessarem as camadas superiores da atmosfera. Neste caso, a refração é função da propriedade dispersiva da atmosfera /36/. Deste modo, é dada atenção somente às camadas Troposférica e Ionosférica em detrimento das outras para o estudo da refração.

1.4.3 - índice de Refração Ionosférico

O índice de Refração Ionosférico é modelado por uma função bastante complexa, sendo implícitas várias grandezas: densidade, carga e frequência de giro dos elétrons, campo magnético terrestre, entre outras, que variam no tempo e posição. A expressão que permite a obtenção do índice para uma posição p e tempo t , segundo Vanicek /37/, índice dispersivo de refração, é a equação de Sillmeier, comumente conhecida como fórmula de Apleton-Hartree /38/. É encontrada em diversas fontes bibliográficas, e tem a seguinte forma, de acordo com Weiffenbach /39/:

$$n_{o,e}(p,t) = \left[1 - \frac{f_n^2(p,t)}{f^2} \cdot \frac{1}{\alpha} \right]^{1/2}; \quad (7)$$

onde: $f_n(p,t)$ = frequência de ressonância do elétron no plasma dada pela expressão:

$$f_n(p,t) = (N(p,t) e^2 / \pi m)^{1/2} \quad (\text{cgs}); \quad (8)$$

$N(p,t)$ = densidade do elétron;

e = carga do elétron;

m = massa do elétron;

$$\alpha_{+,-} = 1 - \frac{(f_s / f)^2}{2(1 - f_n^2/f^2)} \pm \left[\frac{f_s^4 / f^4}{4(1 - f_n^2/f^2)} + \frac{f_k^2}{f^2} \right]^{1/2}; \quad (9)$$

$$f_k = f_b(p) \cos \theta; \quad (10)$$

$$f_s = f_b(p) \sin \theta;$$

$f_b(p)$ = frequência de giro do elétron, dada pela expressão:

$$f_b(p) = b e / c m; \quad (11)$$

$b(p)$ = campo magnético terrestre;

θ = ângulo formado entre o vetor de propagação e a direção do campo magnético.

Na expressão (7), os índices o e e representam os indicadores de ordinário e extraordinário, relativo aos dois sentidos da polarização circular que a onda sofre.

Existem modelos menos rigorosos, como o demonstrado por Weiffenbach^[40], em que a simplificação está no tratamento dado ao campo magnético. O modelo é análogo ao da expressão (7), exceto pelo fator $(1/\alpha)$. Davison^[41] apresenta outra fórmula, que tem a seguinte forma:

$$n = 1 - 40,28 (N / f^2); \quad (12)$$

onde N é o número de elétrons por metro cúbico.

O emprego de alguma dessas expressões para a derivação de um modelo, cuja finalidade será a de corrigir a Refração Ionosférica, será função das necessidades em termos de precisão e exatidão.

Por não se incorporar aos objetivos do trabalho, não ficou evidenciada uma maior preocupação no que diz respeito a um estudo mais pormenorizado sobre a ionosfera. É necessário para seu entendimento uma minuciosa investigação, devido à complexidade da camada nos mais variados aspectos, podendo-se obter informações nos trabalhos de Tucker /42/, Johnson /43/, Hagfors /44/, entre tantos outros.

1.4.4 - índice de Refração Troposférico

O índice de Refração Troposférico é uma grandeza cujo valor se encontra bem próximo da unidade. De acordo com Vanicek /45/, pode variar de 1 até 1,0003. Burnside /46/ apresenta um valor mais preciso, 1,000320, obtido segundo condições padrão. Estas condições se referem as variáveis que devem ser consideradas para a determinação da grandeza, referentes a:

- a) composição do meio;
- b) quantidade de vapor d'água existente no meio;
- c) temperatura e pressão;
- d) frequência do sinal propagado.

Pela expressão (1), pode-se então concluir que a velocidade de propagação do sinal também será função dessas variáveis.

A relação entre o índice de Refração Troposférico e a densidade do ar (σ) é estabelecida pela equação de Lorentz-Lorentz, que tem a seguinte forma /47/:

$$\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} = \sigma r \quad (13)$$

Na equação (13), r significa refratividade específica parâmetro que tem seu valor tomado como constante para determinados comprimentos de onda. Joshi /48/ denomina r como fator de dispersão quando o meio diz respeito a um único elemento, e para um meio resultante de uma combinação de gases - caso da atmosfera, seu valor é determinado pela seguinte equação:

$$r = \frac{4}{3} \pi \frac{N_a}{M_i} \alpha_i \quad ; \quad (14)$$

onde: N_a = número de Avogrado;

M_i = peso molecular do i -ésimo elemento;

α_i = polarizabilidade do i -ésimo elemento.

Existem outras relações, como a de Gladstone & Dale, Newton-Laplace que, por não terem sido rigorosamente obtidas, não tem seu emprego atualmente aconselhado /49/. O cálculo de n pela equação (13), a nível prático, é obtido fatorando-se o numerador, e substituindo n pela unidade nos termos em soma:

$$\frac{(n + 1)(n - 1)}{n^2 + 2} = \sigma r \quad \cdot \quad \frac{2}{3} (n - 1) = \sigma r$$

$$(n - 1) = 1,5 \cdot \sigma \cdot r \quad (15)$$

Pela lei dos gases ideais, tem-se que:

$$\sigma = \frac{P M}{R T} \quad ; \quad (16)$$

onde: P = pressão atmosférica;

R = constante universal dos gases;

T = temperatura absoluta.

Substituindo σ na equação (15) pelo valor dado na expressão (16), obtém-se n como função da pressão e temperatura. Lembrando que na Troposfera o ar não é totalmente seco, tem-se que a pressão atmosférica contém parcela referente à umidade, conhecida como pressão do vapor d'água. Assim sendo, só resta verificar a componente frequência do sinal para o modelamento do índice de Refração Troposférico. Anunciação /50/ demonstra a equação de Cauchy, que estabelece a relação entre o comprimento de onda e o índice de refração. A equação tem a forma que se segue:

$$n = A + \frac{B}{\lambda^2} + \frac{C}{\lambda^4} ; \quad (17)$$

onde A , B e C são constantes para um determinado meio.

De maneira a tornar mais conveniente o cálculo de n , dá-se preferência à determinação da Refratividade (N), obtida pela relação:

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 . \quad (18)$$

Considerando o espectro de frequências das radiações eletromagnéticas, interessam as ondas que se situam na faixa de rádio-frequência, micro-ondas, infravermelho e luz visível, empregadas para medidas de natureza linear. Desta forma, tem-se expressões distintas para a determinação de n :

a) rádio-frequência e micro-ondas: a fórmula de Froome & Essen é bastante empregada, sendo que a expressão apresentada é uma simplificação do modelo originalmente desenvolvido que, contudo, a nível prático, não acarreta erros significativos /51/52/:

$$N = \frac{103,49}{T} (P - "e") + \frac{86,26}{T} \left[1 + \frac{5748}{T} \right] "e" ; \quad (19)$$

onde: P = pressão atmosférica a 0°C, em mm Hg;

"e" = pressão parcial do vapor d'água, em mm Hg;

T = temperatura absoluta (°K).

Outra expressão foi deduzida por Smith-Weintraub, e tem a seguinte forma⁵³:

$$N = \frac{77,6}{T} \left(P + \frac{4810}{T} "e" \right) . \quad (20)$$

b) luz visível e infra-vermelho: a expressão foi deduzida por Barrel & Sears, e tem a seguinte forma⁵⁴:

$$N = N_s \cdot \frac{273}{T} \cdot \frac{P}{760} - \frac{15,02 "e"}{T} . \quad (21)$$

Na expressão (21), N_s é o índice de refração para condições padrão, tais como:

- a) temperatura do ar a 0°;
- b) pressão atmosférica igual a 760 mm Hg;
- c) quantidade de dióxido de carbono igual a 0,3%.

N_s é obtido por uma expressão devida a Edlen, que tem a forma:

$$N_s \cdot 10^2 = 28760,4 + \frac{162,88}{\lambda_0^2} + \frac{1,36}{\lambda_0^4} ; \quad (22)$$

onde λ_0 = comprimento da onda referente ao sinal no vácuo, em μ m.

Brunner /⁵⁵/ apresenta expressões diferentes para (21) e (22), e ainda considera a possibilidade do equipamento empregar uma fonte de luz não monocromática.

Toda a abordagem feita segue um padrão clássico. Entretanto, trabalhos como o de Leitinger /⁵⁶/ tem mostrado o problema sob um ponto de vista mais conceitual, fundamentado em princípios mais intrínsecos à Física.

1.5 - MODELOS DE CORREÇÃO PARA REFRAÇÃO

1.5.1 - Introdução

Serão apresentados alguns modelos para aplicação nas medidas que envolvem satélites artificiais, mais especificamente, os pertencentes ao sistema Navy Navigation Satellite System (NNSS). A evolução da tecnologia tem nos proporcionado um sensível aumento na precisão das observações, o que tem obrigado pesquisadores a tentar melhorar o modelamento das influências sistemáticas continuamente, de maneira a se ter compatíveis modelos matemáticos e observações.

O sistema NNSS está baseado no princípio do efeito Doppler, sendo que a equação básica, definida para um espaço sem influência atmosférica, é da forma /⁵⁷/:

$$\Delta f = f_r - f_s = - (f_s / c) (dS / dt) ; \quad (23)$$

onde: f_r = frequência recebida pelo receptor;

f_s = frequência básica, transmitida pelo satélite;

c = velocidade da luz;

dS/dt = velocidade relativa entre o satélite e a estação de rastreamento.

Entretanto, devido ao sinal atravessar a atmosfera, a velocidade de propagação varia durante o percurso, sendo necessário reescrever a equação (23). Desta forma, o efeito Doppler é dado por:

$$\Delta f = - \left(\frac{fs}{c} \right) \cdot \frac{d}{dt} \int n ds ; \quad (24)$$

pois denominando S como a distância somente eivada do efeito da curvatura, tem-se:

$$S = c t \quad ; \quad S = n v t \quad ; \quad S = n s \quad ; \quad dS = n ds \quad (25)$$

A integral $n ds$ representa a distância entre o satélite e o rastreador, absorvendo tanto as influências ionosférica quanto troposférica. A correção inerente a cada camada é função das suas particularidades, o que possibilita maneiras distintas para a eliminação dos erros.

1.5.2 - Modelos para Correção Ionosférica

Não existe diversidade de modelos dedicados à correção da Refração Ionosférica por ser bastante complexa, a nível prático, a obtenção dos elementos necessários a sua implementação. O modelo empregado atualmente, conhecido como "modelo de duas frequências", está baseado em uma aproximação à expressão (7), por emprego de uma série de potências em relação à frequência, onde somente o primeiro termo é calculado⁵⁸. A expressão (7), neste caso, fica sob a forma:

$$n = 1 + \frac{c_1}{f^2} + \frac{c_2}{f^4} + \dots ; \quad (26)$$

onde os termos c_i são função somente da posição e tempo.

Como o efeito Doppler, implicitamente, absorve as diferenças

de distâncias entre o ponto estação e o satélite, substitui-se (26) na expressão (3), sem considerar a curvatura. Tem-se, então, que a influência Ionosférica é da ordem de:

$$\Delta S = \frac{b_1}{f^2} + \frac{b_2}{f^3} + \dots ; \quad (27)$$

onde os b_i são, novamente, independentes da frequência.

A expressão (27) ainda não é a que interessa, porque as observações dizem respeito as contagens Doppler.

No sistema NNSS as contagens Doppler são função de uma terceira frequência - f_0 (sempre maior que f_r), gerada pelos próprios rastreadores. Deste modo, as contagens Doppler estão definidas pela expressão:

$$N = \int_{T_1}^{T_2} (f_0 - f_r) dt . \quad (28)$$

Resolvendo a integral em (28), tem-se a expressão final para N , apresentada por Krakiwski & Wells /59/ como sendo da forma:

$$N = (f_0 - f_s) (t_k - t_j) + \frac{f_0}{c} (r_k - r_j) . \quad (29)$$

Substituindo as distâncias geométricas r (definidas no vácuo) pelas "fisicamente" observadas, tem-se:

$$N_0 = (f_0 - f_s) (t_k - t_j) + \frac{f_0}{c} (S_k + \Delta S_k - S_j - \Delta S_j)$$

$$N_0 = (f_0 - f_s) (t_k - t_j) + \frac{f_0}{c} (S_k - S_j) + \frac{a_1}{f_0} + \frac{a_2}{f_0^2} + \dots \quad (30)$$

Definindo a correção Ionosférica como sendo a diferença entre a contagem Doppler definida no vácuo (29) e a observada (30), tem-se:

$$CI = N - N_0 = - \frac{a_1}{f_0} - \frac{a_2}{f_0^2} - \dots \quad (31)$$

Se o sistema emitisse uma única frequência, esta seria suficiente para valorizar a equação (29), sendo que a expressão (30) teria de ter os coeficientes a_i conhecidos. Emitindo-se um sinal adicional, tem-se que o coeficiente a_1 seria o mesmo, pois é independente da frequência, permitindo deste modo a eliminação do termo (a_1/f_0) . Isto pode ser feito, bastando somente que se tenha uma relação adequada entre as duas frequências emitidas. No caso do sistema NNSS, a frequência principal é de 400 MHz, sendo a secundária igual a 150 MHz. A relação entre as frequências é igual a:

$$F_{150} = \frac{3}{8} F_{400} \quad (32)$$

Pela equação (30), pode-se escrever:

$$N_{400}^0 = N_{400} + \frac{a_1}{f_{400}} \quad (33)$$

e:

$$N_{150}^0 = \frac{3}{8} N_{400} + \frac{8}{3} \cdot \frac{a_1}{f_{400}} \quad (34)$$

Substituindo o valor de N_{400} dado pela expressão (33) na expressão (34), tem-se:

$$\begin{aligned}
 N_{150}^0 &= \frac{3}{8} N_{400}^0 - \frac{3}{8} \cdot \frac{a_1}{f_{400}} + \frac{8}{3} \cdot \frac{a_1}{f_{400}} \\
 N_{150}^0 &= \frac{3}{8} N_{400}^0 + \frac{55}{24} \cdot \frac{a_1}{f_{400}} \\
 \frac{a_1}{f_{400}} &= \left(N_{150}^0 - \frac{3}{8} N_{400}^0 \right) \frac{24}{55} \quad (35)
 \end{aligned}$$

Substituindo o valor do termo (a_1/f_{400}) , na expressão (33), tem-se o valor da frequência principal, definida no vácuo, função somente de constantes numéricas e observações:

$$N_{400} = N_{400}^0 - \frac{24}{55} \left(N_{150}^0 - \frac{3}{8} N_{400}^0 \right) \quad (36)$$

A segunda parcela da equação (36) pode assumir tanto valor positivo quanto negativo. Quando for positiva, significa o afastamento entre o satélite e o ponto de rastreo, pois as distâncias relativas vão crescendo. Se a parcela for negativa, traduz a aproximação entre o satélite e o ponto de rastreo. Esta conclusão também encontra fundamento no fato de que na Ionosfera, por apresentar índice de refração menor que a unidade, de acordo com a equação (7), a velocidade de propagação da fase do sinal modulado é maior que a velocidade da luz no vácuo. Neste caso, a distância física é menor que a distância geométrica, donde pode-se concluir o exposto anteriormente.

Alguns fabricantes valorizam de modo diferente a expressão (36), porque o registro dos sinais na frequência de 150 MHz é feito de maneira não direta^{60/}. Existe ainda a possibilidade de se encontrar modelos que, embora empreguem o mesmo princípio, sejam apresentados de uma forma diferente^{61/}.

As simplificações feitas para se obter (36), quais sejam: a negligência dos demais termos da expansão em série e da curvatura do sinal propagado, produzem um efeito residual decorrente da aplicação do modelo de duas frequências. O efeito residual a ser esperado pode ser menor que 1% da correção total. Este resíduo pode ser significativo, da ordem de três vezes o resíduo da correção da influência Troposférica, se as observações foram coletadas na parte da tarde, quando é máxima a atividade solar. Se as observações foram coletadas à noite, o resíduo é negligenciável^{62/}. De acordo com Joshi^{63/}, o termo (a_3/f^3) é o principal responsável pelo resíduo existente.

Clynch et alii^{64//65//66/} realizaram amplo estudo a respeito do problema, derivando modelos que pudessem minimizar o resíduo. O modelo empregado no programa GEODOPV para absorver o resíduo da correção ionosférica (RRC), sob uma forma computacional adequada, tem a seguinte expressão^{67/}:

$$RRC = DN^2 / (\sec(E_j)^2 RRN(E_j) - \sec(E_i)^2 RRN(E_i)) ; \quad (37)$$

onde: E_i e E_j são os ângulos de elevação relativos ao começo e fim do intervalo de integração;

$$RRN(E) = 8,1 - 19,6 e^{-E/20,7}, \quad \text{sendo } E \text{ em unidades de grau ;} \quad (38)$$

$$DN = DI / (\sec(E_j) - \sec(E_i)) , \quad \text{sendo } DI \text{ a observação já corrigida pelo modelo de duas frequências.} \quad (39)$$

O termo $\sec(E)$ pode ser calculado através de uma fórmula empírica, estabelecida pela integração sobre a distância não geométrica, usando os ângulos de elevação relati-

vos às altitudes de 200, 400 e 700 Km. A expressão tem a forma:

$$\sec(E) = 0,67/\text{sen } E_{400} + 0,22/\text{sen } E_{200} + 0,11/\text{sen } E_{700} . \quad (40)$$

Este modelo ainda não emprega qualquer representação do campo magnético terrestre, o que, atualmente, já se faz necessário. Entretanto, o refinamento inerente à correção dos termos superiores a a_1/f tem de ser feito com cuidado, visto que é preciso existir compatibilidade entre as efemérides, modelos de cálculo e observações, de modo a não se deteriorar os resultados /68/.

1.5.3 - Modelos para Correção Troposférica

O grande número de modelos para correção da Refração Troposférica deve-se, quase que exclusivamente, à uma maior facilidade no modelamento do índice de refração, aliado ao fato da fácil obtenção das informações que vão valorizá-los.

Coco & Clync /69/, por exemplo, citam onze diferentes modelos, alguns deles deduzidos empiricamente, outros de maneira semi-empírica, ou assumindo hipóteses a respeito das grandezas meteorológicas, entre outras linhas de pensamento. De acordo com os objetivos da pesquisa serão apresentados alguns modelos, contudo, sem a transcrição de suas deduções. Assim sendo, por autor, tem-se:

a) Hopfield: a autora tem publicado grande número de estudos sobre o tema /70//71//72/, entre outros, tendo derivado alguns modelos. O de emprego mais difundido está baseado nas seguintes hipóteses /73/:

- que o índice de Refração Troposférico é função de valores medidos na superfície terrestre e da altitude;

- que esta grandeza não varia horizontalmente e no tempo, considerado o intervalo de tempo relativo à uma passagem do satélite;
- que o erro devido à curvatura do percurso só é significativo no horizonte da estação de rastreamento;
- assume um gradiente vertical constante para a temperatura e a lei dos gases perfeitos;
- separa a refratividade em dois componentes, seca e úmida, modelando-as com uma função do quarto grau em altitude.

A expressão que fornece o efeito referente à refração troposférica segue a forma:

$$\Delta f_{tro} = 10^{-6} \frac{f}{c} r_t \dot{E} \sum_{i=s,u} (N_t F_4(E)) ; \quad (41)$$

onde: r_t = distância do centro da terra à estação;

\dot{E} = derivada do ângulo de elevação em relação ao tempo;

N_t = refratividade Troposférica na estação.

A função $F_4(E)$, inserida na expressão (41), tem a seguinte forma:

$$F_4(E) = \cos E \left(1 + \frac{4l_1}{h_{tro}^4} \left[\frac{l_{3i}^3 - l_1^3}{3} + l_{3i} \left(l_2^2 + \frac{3r_{tro}^2}{2} \right) + \right. \right. \\ \left. \left. - l_1 \left(l_2^2 - \frac{3r_t r_{tro}}{2} \right) + 3r_{tro}^2 \right] + \right. \\ \left. + \left(\frac{3 r_{tro} l_2^2}{2} + r_{tro}^3 \right) \ln \frac{r_t + l_1}{r_{tro} + l_{3i}} \right] ; \quad (42)$$

onde: r_{tro} = distância do centro da terra ao limite superior da Troposfera, considerando as componentes seca

e úmida, dada pela relação:

$$r_{tro_i} = r_t + h_{tro_i} ;$$

$h_{tro_i} = h_{o_i} - h_t$, sendo que h_{o_i} é conhecida como

altitude equivalente, e h_t a altitude da estação;

$$l_1 = r_t \text{ sen } E;$$

$$l_2 = r_t \text{ cos } E;$$

$$l_3 = (r_{tro_i}^2 - l_2^2)^{1/2}.$$

A altitude equivalente h_{o_i} , de acordo com a autora, para a componente seca é da ordem de 40 Km, sendo que para a componente úmida está em torno de 12 Km.

Para que se possa valorizar a expressão (41), ainda falta como quantificar o parâmetro E e a refratividade seca e úmida. O modelo a ser empregado para a derivada de E em relação ao tempo é da forma:

$$\frac{dE}{dt} = - \frac{\omega \text{ cos } E \text{ sen } (E + A_s) \text{ cos } A_c \text{ sen } \omega t}{\text{sen}^2 A_s} ; \quad (43)$$

onde: ω = velocidade angular do satélite na órbita;

A_c = arco que representa a máxima aproximação entre a órbita do satélite projetada sobre a terra e a estação de rastreo;

A_s = arco que compreende a posição do satélite no tempo t e a estação de rastreo.

Os elementos A_c e A_s podem ser visualizados na figura 02.

A refratividade tem por expressão geral a fórmula:

$$N_i = K_i (h_{o_i} - h)^4 ; \quad (44)$$

onde: K_i = parâmetro função da altitude da estação e das condições atmosféricas locais, sendo matematicamente dado por:

$$K_i = \frac{N_{ti}}{(h_{oi} - h_t)^4} ;$$

h = altitude de interesse, desde que seja sempre $\leq h_o$.

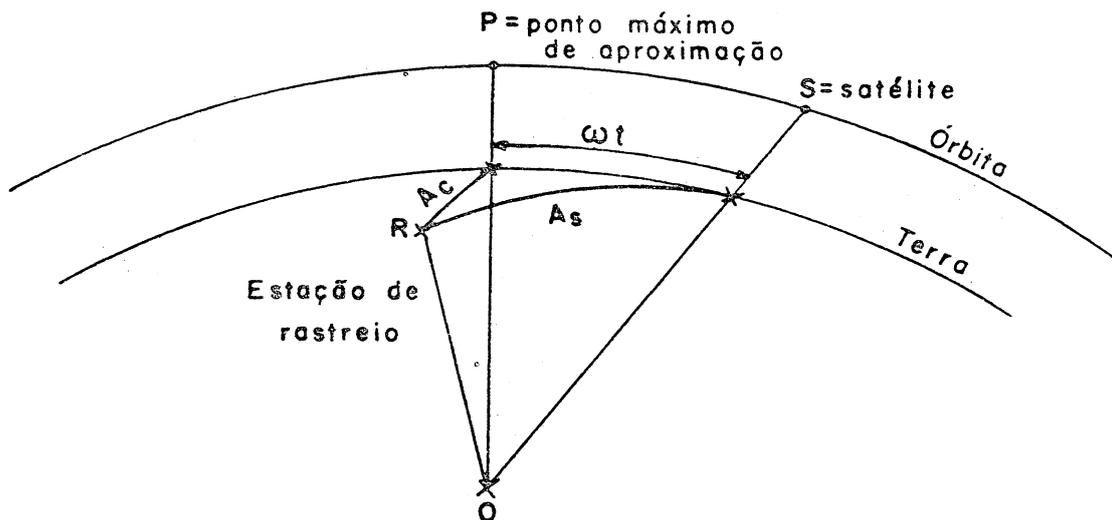


Fig. 02: Geometria entre a estação e a órbita.

Krelling /74/ realizou estudos considerando o referido modelo, no qual obteve valores de h_o para determinada região do Brasil e estação do ano. Além de outros fatos, concluiu que a função de quarto grau para o perfil da refratividade pressupõe que a hipótese a respeito do gradiente de temperatura esteja satisfeita, de modo a obter boa resposta do modelo.

Um modelo simplificado, aplicado à distância, é comumente empregado. A influência é obtida em metros, e tem como forma geral:

$$\Delta S(m) = \sum_{i=s,u} (k_i / \text{sen}(E^2 + \theta_i)^{1/2}) ; \quad (45)$$

No programa GEODOPV/75/, por exemplo, tem-se que:

$$\theta_s = 6,26;$$

$$\theta_u = 2,25;$$

$$k_s = 155,2 \cdot 10^{-7} h_s P/T \text{ (m)};$$

$$h_s = 40.136 + 148,72 (T - 273) \text{ (m)};$$

$$k_u = 155,2 \cdot 10^{-7} h_u 4810 \text{ "e" } / T^2 \text{ (m)};$$

$$h_u = 11.000 \text{ (m)}.$$

As grandezas E, P, "e" e T estão nas unidades graus sexagesimais, milibares e graus Kelvin, respectivamente. A constante θ_i minimiza as simplificações feitas, evitando uma perda significativa da precisão do modelo.

b) Goad & Goodman: este modelo é uma modificação ao de Hopfield; corrige a distância, e é apresentado por Remondi/76/. Tem a seguinte forma:

$$\Delta R = \sum_{i=s,u} [10^{-6} \cdot N_i \left(\sum_{K=1}^9 (a_{K,i} / K) r_i^K \right)] ; \quad (46)$$

onde: $a_{1,i} = 1;$

$$a_{2,i} = 4 m_i;$$

$$a_{3,i} = 6 m_i^2 + 4 n_i;$$

$$a_{4,i} = 4 m_i (m_i^2 + 3 n_i);$$

$$a_{5,i} = m_i^4 + 12 m_i^2 n_i + 6 n_i^2;$$

$$a_{6,i} = 4 m_i n_i (m_i^2 + 3 n_i);$$

$$a_{7,i} = n_i^2 (6 m_i^2 + 4 n_i);$$

$$a_{8,i} = 4 m_i n_i^3;$$

$$a_{9,i} = n_i^4;$$

$$m_i = - \text{sen } \theta / h_i;$$

$$n_i = - \text{cos}^2 \theta / (2 h_i R);$$

$$R = \text{raio terrestre (m)};$$

h_i = altitudes equivalentes (altitudes onde as componentes seca e úmida se anulam);

θ = ângulo de elevação;

$$r_i = \left((R + h_i)^2 - (R \cos \theta)^2 \right)^{1/2} - R \sin \theta;$$

$$N_s = (0,776 \cdot 10^{-4}) P/T;$$

$$N_u = (0,373) Q/T^2;$$

$$Q = \frac{H}{100} \exp [-37,2465 + 0,213166T - 0,000256908T^2];$$

H = umidade relativa (%);

T = temperatura seca (°K);

P = pressão atmosférica (mb).

c) Yionoulis/77/: apresenta uma nova solução ao modelo de Hopfield, eliminando o problema de arredondamento existente comprovado por Eisner. O erro devido ao arredondamento é bastante significativo para grandes ângulos de elevação. O modelo foi desenvolvido para corrigir distâncias, e apresenta expressões distintas quanto ao valor do ângulo de elevação.

ci) grandes ângulos de elevação.

$$\Delta S = \sum_{i=s,u} \left[N_t \cdot 10^{-6} \cdot \left(\omega - r_t \sin E - \frac{0,8 h_{tro} r_{tro}}{\omega} i - + \right. \right. \\ \left. \left. - \omega \sum_{p=0}^{\infty} \frac{1}{p+6} \left(\frac{h_{tro}}{\omega_2} i \right)^{p+2} \cdot \left[2 F(p+1) \left[1 + \left(\frac{\omega_2}{\omega_1} \right)^{p+2} \right] + \right. \right. \right. \\ \left. \left. \left. - \sum_{n=0}^p F(n) F(p-n) \left(\frac{\omega_2}{\omega_1} \right)^{n+1} \right] \right] \right]; \quad (47)$$

onde: $F(Z) = 1/2 \cdot (2Z - 1) / (Z + 1) \cdot F(Z - 1)$;

$$\omega_1 = r_{tro} + r_t \cos E;$$

$$\omega_2 = r_{tro} - r_t \cos E;$$

$$\omega = (\omega_1 \omega_2)^{1/2}.$$

c2) pequenos ângulos de elevação.

$$\Delta S = \sum_{p=i=s,u} [N_{ti} \cdot 10^{-6} (-r_t \text{ sen } E + 4 \frac{\omega_2^5}{h^4 t_{ro}} (\frac{\omega_1}{\omega_2} - 1)^{1/2} \cdot \sum_{n=0}^3 (-1)^n \binom{3}{n} \cdot [\frac{2}{2n+3} [1 - (1 - \frac{h t_{ro}}{\omega_2} i)^{(2n+3)/2}] + \sum_{p=0}^{\infty} (-1)^p \frac{F(p)}{(2p+2n+5)} \cdot \frac{1}{(\omega_1/\omega_2 - 1)^{p+1}} \cdot [1 - (1 - \frac{h t_{ro}}{\omega_2} i)^{(2p+2n+5)/2}]]] \quad (48)$$

O autor estabelece que no caso de grandes ângulos de elevação, o somatório em p deve se limitar à $2 - 2$ termos, de maneira a se ter um erro segundo a expressão:

$$\xi \Delta S < \sum_{g=i=s,u} [4 \cdot 10^{-6} N_{ti} \omega_2^{-3K/2} (\frac{h t_{ro}}{\omega_2} i)^{(2+1)^k}] \quad (49)$$

Quanto a pequenos ângulos de elevação, o somatório terá da ordem de $2 - 1$ termos, sendo que o erro cometido obedece à seguinte expressão:

$$\xi \Delta S < \sum_{p=i=s,u} [N_{ti} \cdot 10^{-6} (\frac{\omega_2^5}{h^4 t_{ro}})^2 \frac{-3k/2}{(\frac{\omega_2}{\omega_1 - \omega_2})^{(2+1,5)^k}}] \quad (50)$$

A determinação do limite para que se considere grandes e pequenos ângulos de elevação é complexa. Wells/78/ apresenta valores diferentes para as componentes seca e úmida, considerando que algumas grandezas variam dentro de certos intervalos.

los. A expressão (47) deve ser utilizada para $E \geq 17^\circ$, se a componente de cálculo é seca. Trabalhando-se com a componente úmida, a mesma expressão é válida para $E \geq 7^\circ$.

d) Black (1977): também está baseado no modelo de Hopfield. A formulação expressa uma forte contribuição da componente seca com relação a pressão atmosférica. Além dessa característica, minimizou o problema da dependência entre o valor do gradiente de temperatura e o valor do expoente para o perfil da refratividade. O modelo é da forma:

$$\Delta S = \Delta S_s + \Delta S_u ; \quad (51)$$

onde: $\Delta S_s = 2,343 P \left[(T - 4,12) / T \right] \cdot I(h_s, E, l_c)$. A pressão atmosférica neste caso, tem como unidade a atmosfera;

$$\Delta S_u = K_u \cdot I(h_u, E, l_c);$$

$$I(h, E, l_c) = \left\{ 1 - \left[(\cos E) / (1 + (1 - l_c) \cdot h/r_t) \right]^2 \right\}^{-1/2};$$

$$h_s = 148,98 (T - 4,12) \text{ (m) acima da estação};$$

$$h_u = 13000 \text{ (m)};$$

$$l_c = 0,85;$$

$K_u = 0,28$: para o verão nos trópicos ou latitudes médias;

$0,20$: para a primavera ou outono em latitudes médias;

$0,12$: para o inverno nas latitudes médias de estações perto dos oceanos;

$0,06$: para o inverno nas latitudes médias de estações situadas no continente;

$0,05$: regiões polares.

O modelo é aplicável para ângulos de elevação (E) não

inferiores a 5° , visto que não incorpora correção para a curvatura, ficando bem mais sensível às variações do gradiente de temperatura.

Kouba /80/, ao empregar o modelo no programa GEODOPV, adiciona a correção de curvatura, ficando o mesmo sob a forma:

$$\Delta S = k_s [I(h_s, E, l_c) - b(E)] + k_u [I(h_u, E, l_c) - b(E)] ; \quad (52)$$

onde: $l_c = 0,833 + (0,076 + 0,00015 (T - 273)) \exp(-0,3 E)$;

$$b(E) = 1,92 / (E^2 + 0,6).$$

Os parâmetros k_s e k_u são análogos aos da expressão (45).

e) Saastamoinen /81//82//83/: desenvolveu estudos que abrangeram não somente a área de Geodésia, mas também Astro-nomia e Fotogrametria. Fundamenta-se na hipótese do gradiente vertical de temperatura variar uniformemente e de forma li-near, bem como uma atmosfera esférica apresentar-se em equi-líbrio hidrostático. O modelo é expresso sob a seguinte forma, seguindo a nomenclatura dos modelos já apresentados:

$$\Delta S = 0,002277 \sec Z \left(P + \left(\frac{1255}{T} + 0,05 \right) "e" - B \operatorname{tg}^2 Z \right) + \delta_r ; \quad (53)$$

onde: $Z = z - \Delta Z$, em que z é o ângulo zenital sem o efeito de refração;

$$\Delta Z'' = \frac{16'' \operatorname{tg} Z}{T} \left(P + \frac{4800 "e"}{T} \right) - 0'',07 (\operatorname{tg}^2 Z + \operatorname{tg} Z)$$

. ($P / 1000$) (ângulo de refração);

B e δ_r = quantidades obtidas em tabelas.

De acordo com o autor, o emprego do modelo para $E \geq 10^\circ$ proporciona erros no intervalo entre 10 e 20 cm. A expressão (53) necessita de uma correção ao coeficiente numérico do

primeiro termo, devido a redução no valor da gravidade do centróide de uma coluna atmosférica para a altitude da estação. O fator corretivo é função da latitude e altitude da estação, sendo obtido pela seguinte fórmula:

$$FC = 1 + 0,0026 \cos 2\varphi + 0,00028H . \quad (54)$$

A correção ao efeito da curvatura sofrido pelo sinal, quando da sua propagação, também pode ser incorporado ao modelo. O autor não derivou a expressão completamente, contudo, apresenta o procedimento para obter a correção /⁸⁴/.

f) Goldfinger /⁸⁵/: deriva um modelo no qual a necessidade de dados meteorológicos é pequena, e emprega uma expressão para modelar o perfil vertical do vapor d'água em função da densidade do vapor d'água. Está baseado nas hipóteses de que o vapor d'água tem o comportamento de um gás ideal, e a variação vertical da temperatura pode ser modelada por uma função linear. O algoritmo é fácil de implementar, de uso bastante irrestrito, e mais preciso em relação aos outros, considerando somente o efeito da componente úmida. O modelo tem a seguinte forma:

$$\Delta S_u = 5,97 \operatorname{cosec} E f(E) \omega ; \quad (55)$$

onde: $f(E)$ = fator devido à curvatura do sinal, dado pela expressão:

$$f(E) = \operatorname{sen} E \left[\left(1 + 2 \left(\frac{R_0}{h} \right) + \left(\frac{R_0^2}{h^2} \right) \operatorname{sen}^2 E \right)^{1/2} - \frac{R_0}{h} \operatorname{sen} E \right] ;$$

R_0 = raio terrestre;

h = altitude equivalente;

ω = altura da coluna d'água se todo o vapor d'água da atmosfera se condensasse.

O autor, por intermédio de dados coletados por balões de radio-sondagem, obteve valores referentes ao erro causado pela componente úmida da atmosfera. A partir dessas "observações", ajustou diversos modelos baseados na expressão (55), testando parametrizações no intuito de verificar a necessidade de se ter a temperatura, latitude, pressão parcial do vapor d'água, entre outras grandezas, como variáveis. Dos resultados obtidos, o modelo que atende às condições de simplicidade e precisão tem por expressão:

$$\Delta S_u = a_0 (E) + a_1 (E) \omega ; \quad (56)$$

A valorização dos parâmetros a_0 e a_1 é função de medições locais, principalmente por causa da dependência à latitude. Em um exemplo dado por Goldfinger, $a_0(3^\circ) = 0.043$ m e $a_1(3^\circ) = 0.123$ m/mm H₂O.

g) Marini /86/: apresenta um modelo que independe, à priori, de uma expressão para o perfil vertical da refratividade troposférica meteorológicas; não desconsidera a curvatura da propagação, utilizando somente dados inerentes ao rastreamento: os valores medidos do ângulo de elevação ou distância, ou os valores corretos para estas grandezas, dados por efemérides precisas. O modelo tem por única hipótese a refratividade Troposférica ser esférica, e apresenta, totalmente independentes, o ângulo de elevação ou distância das variáveis contidas nas expressões dos gradientes verticais atmosféricos. O modelo aplicado à correção de distâncias assume a seguinte forma:

$$\Delta S = \frac{1}{2} \cdot 10^{-6} \cdot r_0 \cdot N_0 \cdot p \cdot \left[M(\alpha) - \frac{1}{2} \rho Q L^2(\alpha) \right] ; \quad (57)$$

onde: r_0 = distância do centro da terra à estação de rastreio;

N_0 = refratividade na estação de rastreio;

$$p = (2H/r_0)^{1/2};$$

H = altitude efetiva da Troposfera;

$$\rho = p r_0/S;$$

S = distância vetorial entre a estação e o satélite;

$$Q = q \cos^2 \theta_0;$$

$$q = 10^{-6} N_0 r_0/H = 2 \cdot 10^{-6} N_0/p^2;$$

θ_0 = ângulo de elevação da estação para o satélite;

$$L(\alpha) = 1 - \alpha I(\alpha) + 1/4 q I^2(\alpha);$$

$$\alpha = (1/p) \sin \theta_0;$$

$$F(\alpha; M, I) = \frac{1}{\alpha + \frac{Z_1(M, I)}{\alpha + \frac{Z_2(M, I)}{\alpha + \frac{Z_3(M, I)}{\alpha + Z_4(M, I)}}}}$$

$$Z_1(M) = \frac{1}{2} \left[\int_0^\infty x f dx - q \left(1 - \frac{1}{2} \int_0^\infty f^2 dx \right) \right];$$

$$Z_1(I) = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{q}{2} \right];$$

$$Z_2(M, I) = \left[(M_2, I_2) / Z_1(M, I) \right] - Z_1(M, I);$$

$$M_2 = \frac{3}{4} \left[\frac{1}{2} \int_0^\infty x^2 f dx + \right. \\ \left. - q \left(\frac{1}{6} + \int_0^\infty x f dx - \frac{1}{2} \int_0^\infty x f^2 dx \right) + \right. \\ \left. + q^2 \left(\frac{1}{2} - \frac{1}{2} \int_0^\infty f^2 dx + \frac{1}{6} \int_0^\infty f^3 dx \right) \right];$$

$$I_2 = \frac{3}{4} \left[\int_0^{\infty} x f dx - q \left(1 - \frac{1}{2} \int_0^{\infty} f^2 dx \right) + \frac{q^2}{6} \right];$$

$$Z_3(M, I) = Z_2(M, I) / \left[(M^2, I^2) Z_1(M, I) \left(1 + \frac{Z_1(M, I)}{Z_2(M, I)} \right) + \right. \\ \left. - (1 + (M_4, I_4) Z_1(M, I)) \right];$$

$$M_3 = J_0 + q I_3 + (1/12) q^2 I_3^2 - (1/2) q k_0;$$

$$I_3 = \int_0^{\infty} \frac{-f'}{[x - q(1-f)]^{1/2}} dx;$$

$$M_4 = J_1 + (1/2) q I_3^2 [1 + (1/2) q I_4];$$

$$I_4 = -2f'(\theta) / [1 + q f'(\theta)];$$

$$J_0 = \int_0^{\infty} \frac{f}{[x - q(1-f)]^{1/2}} dx;$$

$$J_1 = 2 / [1 + q f'(\theta)];$$

$$k_0 = \int_0^{\infty} \frac{-2ff'}{[x - q(1-f)]^{1/2}} dx;$$

$$x = (h - h_0) / H;$$

$f(x) = f$ = expressão para o gradiente de refratividade;

h_0 = altitude da estação;

h = altitude;

$$Z_4(M, I) = (M_3, I_3) Z_1(M, I) Z_3(M, I) / Z_2(M, I).$$

As variáveis I_3 , J_0 e k_0 são obtidas através de solução numérica, por exemplo, usando a quadratura Gauss-Laguerre.

Estes e outros modelos não são, atualmente, as únicas alternativas disponíveis para a minimização das influências

atmosféricas. A introdução de parâmetros adicionais com o intuito particular de absorver os erros residuais inerentes a utilização dos modelos para correção da refração, como por exemplo, um fator de escala no cálculo de uma estação, já que as contagens Doppler, implicitamente, traduzem diferenças de distâncias; a avaliação da correlação entre a influência atmosférica e grandezas intrínsecas ao método de posicionamento, tais como o tempo e os elementos contidos nas efemérides; desenvolvimento da metodologia de cálculo e coleta de observações, entre outras, estão sendo estudados visando um melhor aproveitamento das informações para as necessidades geodésicas.

CAPÍTULO 2

TRATAMENTO DAS OBSERVAÇÕES METEOROLÓGICAS

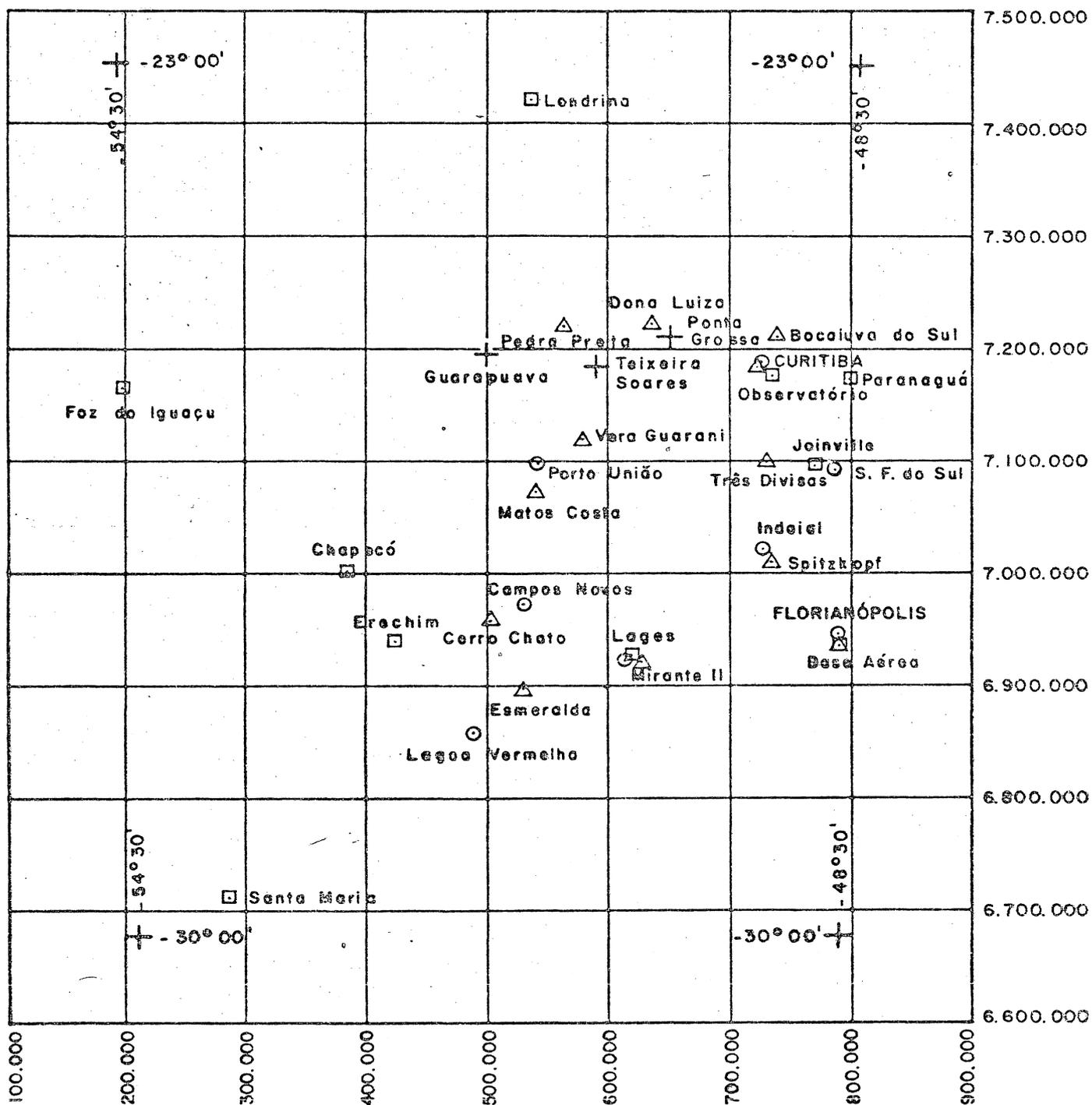
2.1 - INTRODUÇÃO

As observações referentes à temperatura seca (TS), temperatura úmida (TU) e pressão (P) utilizadas para a consecução deste trabalho foram obtidas por instituições distintas: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR), e Diretoria Eletrônica de Proteção ao Voo (DEPV).

As estações de rastreio, bem como as meteorológicas, tem seu posicionamento relativo representado em um sistema de coordenadas do tipo Mercator Transverso Local, conforme pode ser visto na figura 03. Justifica-se a adoção deste sistema de maneira a se ter representadas em um só fuso todas as estações. O sistema está definido pelos seguintes parâmetros:

- a) imagem geométrica da Terra: Elipsóide de Referência Internacional de 1967;
- b) amplitude do fuso igual a 6° ;
- c) meridiano central do fuso igual a $-57^{\circ} 30'$;
- d) coeficiente de redução de escala no meridiano central do fuso igual a 0,9996.

Conquanto não existam dúvidas em relação à qualidade, e consequentemente aplicabilidade do conjunto de observações como um todo, cumpre observar que se alguns problemas e pormenores surgidos não tivessem sido detectados e solucionados, poderiam ter prejudicado em muito os resultados, eviden-



LEGENDA:

□ Estações DEP V
+ Estações IAPAR

○ Estações INEMET
△ Estações rastreio

Escala: 1/5.000.000

Sistema de Coordenadas LTM

Fig. 03: Localização das estações de rastreio e meteorológicas.

temente distorcendo as conclusões e recomendações baseadas nos mesmos. Por isso, evidenciá-los concomitantemente com a apresentação da metodologia empregada servirá de alerta, podendo servir de base para a elaboração de futuros trabalhos.

2.2 - OBSERVAÇÕES FORNECIDAS PELO IBGE

As observações meteorológicas efetuadas pelo IBGE foram realizadas "in loco" nos onze vértices que compunham o Projeto Controle de Rede Geodésica Brasileira, pelas equipes encarregadas dos rastreamentos. Na execução desta tarefa foram empregados psicômetros de funda e de aspiração mecânica, junto com altímetros da fábrica Wallace & Tiernan (W & T). Na fase que antecedeu a ocupação dos vértices, foi realizado um rastreamento simultâneo de curto período com os diversos rastreadores a serem utilizados, para um posterior estudo sobre suas condições. Este estudo é tema da dissertação de mestrado apresentada por Godoy /07/. Concomitantemente, foi programada a distribuição e logística das equipes pelos vértices, detalhes inerentes ao trabalho, entre outros. Todavia, a verificação do estado dos aparelhos meteorológicos foi feita sem o devido rigor. Durante a permanência das equipes nos vértices era feita uma pré-análise das observações, e por intermédio deste procedimento foi notada uma defasagem entre a altitude dada pelo altímetro e a altitude conhecida do vértice, de um valor médio igual a ± 25 m. Este valor chamou a atenção das equipes, pois é quantitativamente muito maior do que o erro preconizado pelo fabricante /08/: "observadas certas precauções e limitações, a maioria das altitudes será

obtida com erro entre 0,61 à 0,91 m, sendo que o erro máximo não deve exceder 2,44 m."

Em razão de tal fato, quando das visitas da equipe de apoio - formada por alunos e professores dos cursos de Engenharia Cartográfica e Pós-graduação em Ciências Geodésicas da UFPr-, às equipes do IBGE, era levado um barômetro da marca Thommen recentemente calibrado, pertencente à UFPr, para comparação aos altímetros. Através deste procedimento, comprovou-se o erro nas medidas obtidas com os altímetros com relação às altitudes conhecidas e as medidas barométricas. Ainda assim as observações continuaram a ser realizadas com os altímetros, pela impossibilidade de substituí-los ou mesmo da execução de uma "pré-calibração" em tempo hábil. A solução encontrada que melhor se adequava às circunstâncias seria a "calibração" dos altímetros depois de terminados os rastreios, para posterior correção às observações.

Quanto às observações de temperatura seca e úmida, na unidade graus Celsius (°C), não apresentaram problemas.

Nome do Vértice	Longitude			Latitude			Altitude m
	°	'	"	°	'	"	
Pedra Preta	50	50	43,7986	25	08	04,9446	947,03
Três Divisas	49	11	39,9479	26	12	12,3632	1203,29
Cerro Chato	51	27	47,3244	27	30	06,3782	833,31
Dona Luíza	50	09	25,5982	25	08	12,5336	916,29
Bocaiúva do Sul	49	05	55,5851	25	13	04,8482	1041,61
Spitzkopf	49	07	55,5288	27	01	28,8736	913,98
Base Aérea	48	33	49,6711	27	40	41,7314	70,66
Mirante II	50	11	32,1980	27	49	17,8961	584,47
Esmeralda	51	10	45,8936	28	03	36,4024	988,56
Matos Costa	51	04	32,0031	26	28	00,2894	1224,05
Vera Guarani	50	42	00,2171	26	02	46,2950	897,30
Observatório	49	16	49,0103	25	26	55,5922	919,73

Tab. 01: Coordenadas dos vértices utilizadas no PCRGB.

Na tabela 01 estão listadas as coordenadas longitude, latitude e altitude dos vértices fornecidas pelo IBGE, exceto as da estação Observatório, que foram dadas pela UFPr.

2.2.1 - Princípio de funcionamento dos altímetros

Tanto os altímetros quanto os barômetros são projetados com base no princípio de que a pressão atmosférica e altitude são inversamente proporcionais. A concepção dos aparelhos pode ser resumida pela propriedade de expansão ou contração de uma câmara metálica ondulada com vácuo (figura 04), devido ao acréscimo ou decréscimo, respectivamente, da pressão atmosférica /89/.

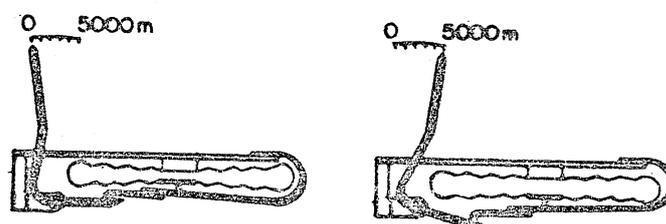


Fig. 04: Princípio de funcionamento dos altímetros/barômetros.

Nos barômetros, a medida da diferença de pressão absorvida pela câmara de vácuo é quantificada por processo mecânico, sendo que nos altímetros é adicionalmente convertida para uma unidade linear segundo um específico modelo matemático.

A calibração dos aparelhos requer uma função "padrão" entre altitude e pressão: o modelo usado deve considerar a influência de vários fatores, entre os quais, as variações de temperatura, umidade relativa e gravidade, posto que tais variações alteram a densidade do ar. Tem-se ainda a considerar que, em função da compressibilidade do ar, a relação altitude X pressão não é constante /90/.

Assim sendo, o modelo mais utilizado é o de Laplace, deduzido no Apêndice de acordo com Jordan/91/. A partir da expressão fundamental diversos modelos foram derivados: alguns de cunho mais prático, como por exemplo, o modelo de Angot, Babinet e outros/92/, que inseriram na fórmula original parâmetros que estabelecem a relação de grandezas como temperatura/93/ e pressão parcial do vapor d'água/94/ em função da altitude.

A graduação dos altímetros W & T, segundo Chagas/95/, é feita pelo padrão de mercúrio ao ar seco na temperatura de 10°C, latitude de 45°, e a uma altitude de 450 m, seguindo a tabela 51 das Smithsonian Meteorological Tables, 5ª edição. Para se evitar leituras negativas considera-se a altitude na origem como sendo igual a 300 m. Em vista disto, a correta altitude de um ponto na superfície terrestre determinada por altímetro W & T será obtida pela subtração da constante, e posterior aplicação das correções explicitadas na equação de Laplace.

A expressão de Laplace utilizada não é a equação apresentada no Apêndice. Efetuando-se os produtos e abandonando-se os termos compostos, tem-se uma expressão de cunho mais prático e que atende às necessidades. Substituindo-se os valores de calibração tem-se a equação utilizada:

$$\Delta H = (H_2 - H_1) \left[1 + (T - 10^\circ) 0,003665 + 0,377 \left(\frac{e}{P} \right) + 2 \left(\frac{H - 450}{r} \right) \right].$$

2.2.2 - Modelo Matemático

O valor de altitude a ser empregado no desenvolvimento do trabalho será função de uma parcela corretiva, obtida matematicamente através da simples diferença entre a altitude derivada das observações barométricas (h), por hipótese tomadas como corretas em razão do barômetro estar calibrado, pelas observações altimétricas (H). Assim sendo, o modelo matemático determinante do fator corretivo tem como expressão:

$$h - H = \text{cte.} \quad (59)$$

O modelo funcional empregado no barômetro Thommen contém uma diferença significativa em relação ao empregado pelo fabricante W & T: a inserção da variação da temperatura função da altitude. Em consequência, dada uma pressão P, em mm Hg, a altitude correspondente referente à atmosfera padrão adotada pelo fabricante é dada por /96/:

$$h = 44307,69 - 12542,27 \cdot p^{0.190259}. \quad (60)$$

Para diferentes condições de medida quando da calibração do instrumento, o valor observado referente ao desnível deve ser corrigido posteriormente, de acordo com a equação que se segue /97/:

$$\Delta h = \Delta h \left(1 + \frac{\Delta t_m}{273} \right) \cdot \left(1 + 0,377 \frac{e''_m}{P_m} \right) \cdot$$

$$\cdot \left(1 + 2,64 \cdot 10^{-3} \cos 2\psi_m \right) \cdot \left(1 + \frac{2H_m}{r} \right); \quad (61)$$

onde: $\Delta t_m = t_m - (15^\circ - 6,5 \cdot 10^{-3} h_m)$, sendo que o índice m indica o valor médio entre os dois pontos de observação;

r = raio da Terra.

É importante ressaltar uma consideração referente ao fator corretivo. Ao usá-lo, estar-se-á corrigindo os valores H para um modelo mais rigoroso, de modo que ao transformar essas medidas para a grandeza pressão, deverá ser empregada a função inversa referente à equação (60), qual seja /98/:

$$P(\text{mb}) = 1013,25 \left(\frac{288 - 6,5 \cdot 10^{-3} \cdot h}{288} \right)^{5,256} \quad (62)$$

2.2.3 - Coleta de observações para a correção

Terminada a fase de rastreio, os altímetros e o barômetro permaneceriam sobre uma mesma superfície por um período aproximado de cinco dias, sendo observados simultaneamente a intervalos de três horas. Desta maneira esperava-se conseguir um conjunto amostral em torno de quarenta observações para cada aparelho, estatisticamente aceitável para se obter a qualidade dos mesmos individualmente e no conjunto, por permitir considerável grau de liberdade para um ajustamento pelo Método dos Mínimos Quadrados.

No entanto, por motivos de força maior e que superam qualquer planejamento, houve um comprometimento da metodologia. Problemas nos rastreadores durante os levantamentos; dificuldades na ocupação dos vértices e no deslocamento das equipes, em virtude dos acessos e condições meteorológicas; a necessidade do IBGE de ter todo o seu equipamento a dispor em adequado intervalo de tempo, de maneira a poder cumprir seu plano de trabalho, entre outros, foram motivos para que os

aparelhos não retornassem simultaneamente à UFPr na data prevista, nem tampouco ficar o tempo proposto à disposição do PCRGB.

Adicionalmente, devido à inexperiência com os aparelhos e cansaço, a equipe de apoio, responsável pela coleta dos dados, não obteve o aproveitamento esperado durante a estadia dos altímetros.

Função de todas estas circunstâncias adversas, foi obtida uma reduzida quantidade de observações, apresentadas na tabela 02.

Hora Legal	Barômetro (mm Hg)	nº obs.	Altímetros (leituras H)					
			AB/11004	AB/11008	AB/11005	45-7289/B	45-7291/B	45-4921
09	683,8	01	--	--	--	1195	--	--
12	683,7	02	--	--	--	1199	--	--
15	684,0	03	--	--	--	1208	--	--
18	683,7	04	1167	1163	1173	1202	--	--
21	683,7	05	1156	1153	1163	1191	1208	--
24	683,7	06	1158	1155	1164	1193	1207	--
03	683,7	07	1167	1166	1175	1203	1221	--
06	683,5	08	1166	1163	1172	1198	1216	--
09	684,4	09	1153	1150	1157	1186	1203	--
12	684,0	10	1160	1158	1167	1195	1213	--
15	683,1	11	1173	1171	1178	1206	1224	--
18	683,2	12	1171	1168	1176	1204	1222	1237
21	684,8	13	--	--	--	--	--	1221
24	684,2	14	--	--	--	--	--	1221
03	-	-	--	--	--	--	--	--
06	684,4	15	--	--	--	--	--	1222
09	685,0	16	--	--	--	--	--	1208
12	685,7	17	--	--	--	--	--	1209
15	684,3	18	--	--	--	--	--	1229
18	684,7	19	--	--	--	--	--	1223
21	685,0	20	--	--	--	--	--	1216
24	684,8	21	--	--	--	--	--	1215
03	-	-	--	--	--	--	--	--
06	684,3	22	--	--	--	--	--	1220
09	685,5	23	--	--	--	--	--	1210

Tab. 02: Resumo das observações para a correção dos altímetros.

2.2.4 - Ajustamento

Analisando a tabela 02 fica evidente a inconsistência das observações, pois para os mesmos valores de pressão observados no barômetro, existem valores de altitudes coletados em um mesmo altímetro muito discrepantes entre si.

Para que a eliminação de alguma observação não ficasse baseada em um critério arbitrário, visto que todas elas foram obtidas em condições de medida bem análogas, e a fim de não comprometer ainda mais o ajustamento no que se refere ao tamanho da amostra, decidiu-se adotar um procedimento matemático que tentasse minimizar o problema.

No primeiro ajustamento foram estabelecidos pesos iguais para todas as observações, de valor igual ao inverso do quadrado do erro máximo admissível pelo aparelho, apresentado no sub-título 2.2. Em função dos resíduos determinados neste ajustamento, estabeleceu-se outra ponderação, através do emprego de uma função peso. Foi aplicado um processo iterativo à este procedimento até que a diferença para o parâmetro "constante" (cte) entre dois cálculos consecutivos estivesse dentro de uma dada tolerância, arbitrada como sendo igual ao erro médio da média -20 cm, já que para erro médio tomou-se o limite inferior do intervalo de erro aceitável ao equipamento, e para tamanho da amostra a média do número de observações aproveitadas para os seis altímetros. Findo o processamento, as observações com resíduos muito "significativos" no conjunto foram eliminadas, permanecendo como amostra aquelas que estivessem mais homogêneas, sendo então, efetuado outro ajustamento.

A função peso utilizada está baseada na Curva de Agnesi, que tem como expressão (59):

$$y = \frac{a^3}{a^2 + x^2} \quad (63)$$

Tomando-se a constante (a) como sendo unitária, esta curva, a menos de um fator de escala, se aproxima bastante da Curva Normal, distribuição estatística a qual, teoricamente, os resíduos correspondentes às observações usadas no ajustamento devem estar associados. Valorizando-se a variável (x) com os resíduos resultantes dos ajustamentos, o que se espera é uma "imposição" através da ponderação, dada pelo valor de y, no sentido de que os resíduos tendam a aderir a uma configuração equivalente a da Curva Normal, transparecendo desta maneira as observações de pior qualidade, pois estas tendo peso inferior não influenciarão de modo significativo no ajustamento, sendo grande parte do erro absorvida pelos resíduos. Não necessitando de informações suplementares, o método empregado para determinação do parâmetro "cte" da equação (59), empregando-se as observações da tabela (02), foi o de Mínimos Quadrados, modelo paramétrico.

2.2.5 - Resultados

Na tabela 03 são apresentados, resumidamente, os resultados dos ajustamentos realizados para cada altímetro. Contém a identificação dos altímetros, as estações onde estiveram alocados, as observações retiradas, de acordo com a numeração da tabela 02, o valor do parâmetro constante, seu desvio padrão e o fator de variância a posteriori.

Altímetro	Estação	obs. retiradas	Cte	D.P.	σ^2_0
AB/11004	Base Aérea Dona Luíza Matos Costa	05,06,09	-281,5	0,5	0,6
AB/11008	Três Divisas	05,06,09	-278,5	0,4	0,6
AB/11005	Bocaiúva do Sul Esmeralda Vera Guarani	05,06,09	-286,8	0,4	0,5
45-7289/B	Mirante II Spitzkopf	03,05,06	-314,6	0,4	0,7
45-7291/B	Cerro Chato	05,06	-332,5	0,5	0,7
45-4921	Pedra Preta	14,16,22	-348,3	0,4	0,7

Tab. 03: Resultados para a "calibração" dos altímetros.

2.3 - OBSERVAÇÕES FORNECIDAS PELO INEMET

As observações fornecidas pelo INEMET referem-se às estações meteorológicas localizadas nas cidades de Campos Novos, Florianópolis, Indaial, Lages, Porto União e São Francisco do Sul, todas no estado de Santa Catarina; Lagoa Vermelha, no estado do Rio Grande do Sul, e Curitiba, no estado do Paraná. As estações pertencentes aos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul estão sob a jurisdição do 8º Distrito de Meteorologia, sediado na cidade de Porto Alegre, enquanto a estação do Paraná é controlada pelo 7º Distrito, sediado na cidade de São Paulo.

Além das observações essenciais ao trabalho, também foram fornecidas as observações concernentes à temperatura máxima e mínima; à formulação adotada para cálculo da média diária para as grandezas P, TS, TU e umidade relativa (UR). Os dados de temperatura estão na unidade °C, enquanto que os dados relativos à pressão atmosférica estão em milibares (mb).

Quanto ao conjunto de observações, só há uma pequena particularidade a ressaltar. A coleta das observações é efetuada segundo um horário padronizado internacionalmente; às 09:00, 15:00 e 21:00 hrs. Entretanto, a estação em Curitiba, localizada no Centro Politécnico, assim como a de outras capitais, enviam suas observações para uma organização mundial, o que as obriga a fazer seus relatórios empregando a hora de Greenwich. Contudo, para os usuários natos, deve ser considerada a Hora Legal, sendo portanto as observações de Curitiba compatíveis a todas as outras estações.

Somente à nível de informação geral, a estação de São Francisco do Sul não realiza observações noturnas e nem de temperatura máxima.

Na tabela 04 são apresentadas as coordenadas longitude, latitude e altitude das estações, providenciadas pela própria instituição.

Nome da Estação	Longitude o	Latitude o	Altitude m
S. Francisco do Sul	48 39	26 15	45,05
Porto União	51 04	26 14	778,04
Lages	50 20	27 49	936,83
Lagoa Vermelha	51 35	28 25	889,24
Florianópolis	48 34	27 35	1,83
Indaial	49 13	26 54	86,13
Campos Novos	51 12	27 24	946,67
Curitiba	49 16	25 26	923,50

Tab. 04: Coordenadas das estações meteorológicas pertencentes ao INEMET.

2.4 - OBSERVAÇÕES FORNECIDAS PELO IAPAR

Das estações pertencentes ao INEMET, a de Curitiba é a única fonte de informação meteorológica no estado do Paraná. Levando-se em consideração que a área abrangida pelo PCRBG se concentrava neste estado e no de Santa Catarina, ganharam grande importância as observações fornecidas pelo IAPAR, pois era necessária uma densificação de dados relativos à TS, TU e P para o bom desenvolvimento do trabalho. Esta maior abrangência no estado foi possível devido às observações referentes às estações localizadas nas cidades de Guarapuava, Ponta Grossa e Teixeira Soares.

Além das informações comuns ao INEMET, foram entregues os dados de umidade relativa, em porcentagem. As observações da grandeza temperatura estão na unidade °C, enquanto que a grandeza pressão em milímetros de mercúrio (mm Hg). No tocante aos dados, merecem algum comentário as observações relativas à pressão atmosférica. Os mesmos estão reduzidos à temperatura de 0°C, procedimento adotado devido à variação de altura da coluna de mercúrio, qualquer que seja sua seção, função de uma variação da temperatura ambiental. Em outras palavras, para uma mesma pressão atmosférica a altura barométrica dependerá da temperatura no instante da observação, daí a necessidade de se reduzir esta altura à uma temperatura padrão, no caso igual a 0°C/100/.

Este tratamento permitiu tornar as observações do IAPAR homogêneas a todas as outras, precisando-se somente adequar a unidade da P, operação simples de ser efetuada.

A exemplo do exposto em relação ao INEMET quanto às informações gerais, vale ressaltar que a estação de Teixeira

Soares não efetua mensurações de pressão atmosférica. Na tabela 05 são apresentadas as coordenadas longitude, latitude e altitude das estações, dadas pela própria instituição.

Nome da Estação	Longitude o ' "	Latitude o ' "	Altitude m
Ponta Grossa	50 01	25 13	880,00
Guarapuava	51 30	25 21	1020,00
Teixeira Soares	50 35	25 27	893,00

Tab. 05: Coordenadas das estações meteorológicas
pertencentes ao IAPAR.

2.5 - OBSERVAÇÕES FORNECIDAS PELA DEPV

Vários aeroportos realizam coleta de observações meteorológicas, de modo a permitir que a DEPV elabore produtos com o intuito de tornar, no aspecto meteorológico, os vôos mais seguros. Um destes produtos, por exemplo, é a carta de análise para previsão do tempo, que proporciona uma projeção das condições ambientais referentes às rotas dos vôos, considerando dados coletados em várias épocas e regiões. Sob um ponto de vista mais operacional, são usadas observações referentes à TS, P, e temperatura ponto de orvalho (TPO) para oferecer ao piloto informações "instantâneas" sobre as condições climáticas de um dado local.

Com o propósito de enriquecer o PCRGB, a DEPV cedeu os dados necessários ao desenvolvimento deste trabalho, coletados nos aeroportos de Erechim e Santa Maria, no estado do Rio Grande do Sul; Chapecó, Florianópolis, Joinville e Lages, no estado de Santa Catarina; Curitiba, Foz do Iguaçu, Londrina e Paranaguá, no estado do Paraná.

Esses dados, por atenderem a uma finalidade específica, terão de estar preparados para realizá-la adequadamente. Assim sendo, as pressões atmosféricas são reduzidas ao nível do mar, estando na unidade mb; ao invés de empregarem temperatura úmida, utilizam a temperatura ponto de orvalho, na unidade °C. Devido à estas particularidades, foi necessário aplicar um tratamento às observações, de maneira a se tornarem úteis ao trabalho proposto.

A nível de informação, o período de coleta está compreendido entre 06:00 e 18:00 hrs, sendo realizadas a intervalos de três horas.

Por ser necessário aos aeroportos usarem uma mesma referência temporal, todos os boletins meteorológicos - conhecidos por metares - estão referidos à Hora Zulu, denominação dada a Hora Civil de Greenwich no meio aeronáutico.

A tabela 06 contém as coordenadas longitude, latitude e altitude dos diversos aeroportos, fornecidas pela DEPV.

Nome da Estação	Longitude			Latitude			Altitude m
	o	'	"	o	'	"	
Joinville	48	48	03	26	13	24	4
Chapecó	52	39	40	27	08	01	650
Erechim	52	16	32	27	39	34	761
Lages	50	16	56	27	46	58	935
Curitiba	49	10	23	25	31	39	911
Paranaguá	48	31	50	25	32	24	5
Florianópolis	48	33	06	27	40	11	6
Santa Maria	53	41	33	29	42	35	88
Londrina	51	08	10	23	19	47	569
Foz do Iguaçu	54	29	16	25	35	45	240

Tab. 06: Coordenadas das estações meteorológicas pertencentes à DEPV.

2.5.1 - Redução das observações referentes à pressão atmosférica

De acordo com Wells/101/: "sendo P_{se} a pressão do aeroporto ao nível do mar em mb, T a temperatura da estação em °K, e h_0 a altitude ortométrica da estação em m, a pressão na estação é dada pela seguinte fórmula empírica":

$$P = P_{se} \exp(-h_0/C). \quad (64)$$

O valor de C é igual a:

$$C = 29,2897 (T+h_0/400). \quad (65)$$

Sobre a formulação apresentada, entende-se como estação um ponto qualquer da superfície terrestre, próximo a um aeroporto aonde se deseja conhecer a pressão. Por conseguinte, considerando a estação como sendo o próprio aeroporto, tem-se recuperada a informação original, pois são conhecidos os valores da temperatura e altitudes usados na redução.

2.5.2 - Obtenção da temperatura úmida a partir da temperatura ponto de orvalho

De modo a poder ficar melhor compreendida a definição de temperatura ponto de orvalho, alguns conceitos serão apresentados a priori. Tem-se, de acordo com Lee & Sears/102/, que:

- a) Ar seco: "é a mistura dos gases que constituem o ar atmosférico, com exclusão do vapor d'água";
- b) Ar saturado: "é uma mistura de ar seco e de vapor d'água saturado". Cabe lembrar que o vapor d'água é o componente saturado, e não o ar. Sob um outro ponto de vista, ar saturado é aquele em que um certo volume de ar, a uma temperatura constante, contém todo o

vapor d'água que é capaz de possuir;

- c) Ar não saturado: "é uma mistura de ar seco e de vapor d'água super-aquecido", ou seja, o ar é capaz de conter mais água na forma de vapor do que apresenta;
- d) Umidade específica: é a razão entre a massa de vapor d'água e a massa de ar seco em um dado volume da mistura. Umidade relativa é a razão entre o vapor d'água realmente contido no ar (pressão parcial do vapor d'água) e a quantidade total de vapor d'água que este ar é capaz de conter à uma certa temperatura (pressão de saturação máxima do vapor d'água). é expressa em porcentagem.

Levando em consideração os conceitos evidenciados, TPO é aquela em que o "ar não saturado torna-se saturado". Sob um outro aspecto: através de um processo de resfriamento a pressão e umidade específica constantes, o vapor d'água começa a condensar.

A relação existente entre a pressão parcial do vapor d'água ("e"), a pressão barométrica do ar atmosférico (P) e a umidade específica (W) é demonstrada por Lee & Sears¹⁰³, e tem a seguinte forma:

$$e = \frac{W \cdot P}{W + 0,622} \quad (66)$$

Analisando a expressão, tendo em conta o processo de resfriamento, fica evidente que a pressão parcial do vapor d'água também é constante. Conseqüentemente, quando a temperatura atingir o ponto de orvalho, tem-se que a pressão parcial do vapor d'água é a própria pressão de saturação do vapor d'água. Esta afirmação equivale a dizer que quanto

menor for a diferença entre a temperatura do ar e sua TPO, maior será sua umidade relativa/100%. Uma aplicação direta da relação citada é a possibilidade de se tabelar a TPO através do cálculo da pressão parcial e de saturação do vapor d'água, os quais são função das grandezas TS, TU e P. Os dados à disposição do trabalho foram retirados da tabela TMA-DEPV-105-05, a partir de agora denominada simplesmente TMA, mostrada em parte na figura 05.

Pode-se observar que a mesma foi confeccionada com uma variação de 0,5°C para o argumento TU, e 0,1°C no argumento depressão do termômetro úmido (TS-TU) até atingir o valor 2°C, quando a variação passa a ser de 0,2°C. Seguindo esta padronização, a tabela possui um erro máximo de arredondamento da ordem de |0,5|°C.

Quando da retirada do valor de TPO, poder-se-á estar cometendo adicionalmente um erro por não se interpolar valores intermediários. No caso mais crítico, este erro pode chegar ao valor de |0,75|°C conforme exemplo apresentado a seguir.

(Ts - Tu)	3,0	3,2	
Tu			Tu = 20,25°C
			Ts - Tu = 3,10°C
20,0	19	18	
20,5	19	19	TPO = 18,75°C

Considerando-se as duas fontes de erro, a TPO pode vir a estar eivada de uma incerteza máxima da ordem de |1,25|°C.

O emprego de um procedimento matemático para obter a observação TU só seria conveniente se conhecessemos a correta formulação utilizada no preparo da tabela, os valores da tabela sem arredondamento, e os dados corretamente interpola-

Tabela - I Temperatura do ponto de orvalho em graus Celsius - continuação
(Os valores tabelados são pontos de orvalho com relação à água)

Temperatura do bulbo úmido (°C)	Depressão do termômetro do bulbo úmido (bulbo seco menos bulbo úmido)																			
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9
0,0	0	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-3	-3	-3	-3
0,5	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-2	-2	-2	-2
1,0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	-1	-1	-1	-1
1,5	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0
2,0	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0
2,5	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1
3,0	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1
3,5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2
4,0	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2
4,5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4	4	4	4	4	4	3	3	3	3
5,0	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4	4	4	4	4	4	3	3	3	3
5,5	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	5	5	5	5	5	5	4	4	4	4
6,0	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	5	5	5	5	5	5	4	4	4	4
6,5	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	6	6	6	6	6	6	5	5	5	5
7,0	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	6	6	6	6	6	6	5	5	5	5
7,5	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	7	7	7	7	7	7	6	6	6	6
8,0	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	7	7	7	7	7	7	6	6	6	6
8,5	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	7	7	7	7	7	7	6	6	6	6
9,0	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	8	8	8	8	8	8	7	7	7	7
9,5	10	9	9	9	9	9	9	9	9	9	8	8	8	8	8	8	7	7	7	7
10,0	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	9	9	9	9	9	9	8	8	8	8
10,5	11	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	9	9	9	9
11,0	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
11,5	12	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
12,0	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
12,5	13	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
13,0	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
13,5	14	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
14,0	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
14,5	15	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14
15,0	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14
15,5	16	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
16,0	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
16,5	17	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
17,0	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17
17,5	18	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17
18,0	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
18,5	19	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
19,0	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19
19,5	20	20	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19
20,0	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
20,5	21	21	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
21,0	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21
21,5	22	22	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21
22,0	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
22,5	23	23	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
23,0	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
23,5	24	24	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
24,0	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
24,5	25	25	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
25,0	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25
25,5	26	26	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25
26,0	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26
26,5	27	27	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26
27,0	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
27,5	28	28	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
28,0	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28
28,5	29	29	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28
29,0	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29
29,5	30	30	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29

Fig. 05: Parte da tabela TMA-DEPV-105-05.

dos, sem aproximações. Por não ser esta a realidade, devido à causas alheias ao trabalho, outra solução teve de ser adotada.

A tabela apresentada por Blair & Fite¹⁰⁵⁷, mostrada na figura 06, tornou-se a solução mais apropriada, embora para uma mesma situação possa apresentar diferença de até 1°C na TPO, conforme o exemplo: TS = 20, TU = 19; TMA = 19, B&F = 18.

TABELA I

Pressão de saturação do vapor em milibars e temperatura do ponto de orvalho em graus centígrados

Temp. do ar (t)	Pressão do vapor (e)	DEPRESSÃO DO TERMÔMETRO DE BULBO ÚMIDO (t-t')																																																											
		0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0	8.5	9.0	9.5	10.0	10.5	11.0	11.5	12.0																																				
0	6.11	-1	-2	-4	-6	-7	-9	-10	-14	-18	-23	-34																																																	
1	6.57	0	-1	-3	-4	-6	-8	-10	-12	-15	-20	-26																																																	
2	7.05	1	0	-2	-3	-5	-6	-8	-10	-13	-16	-21	-29																																																
3	7.58	2	1	-1	-2	-3	-5	-6	-8	-11	-14	-17	-22																																																
4	8.13	3	2	0	-1	-2	-4	-5	-7	-9	-11	-14	-18	-24	-38																																														
5	8.72	4	3	2	0	-1	-2	-4	-5	-7	-9	-12	-15	-19	-26																																														
6	9.35	5	4	3	2	0	-1	-2	-4	-6	-7	-10	-12	-16	-20																																														
7	10.02	6	5	4	3	1	0	-1	-3	-4	-6	-8	-10	-13	-16	-21																																													
8	10.72	8	6	5	4	3	1	0	-1	-3	-4	-6	-8	-10	-13	-17	-22																																												
9	11.48	8	7	6	5	4	3	1	0	-1	-3	-4	-6	-8	-11	-14	-18	-24																																											
10	12.28	9	8	7	6	5	4	3	1	0	-2	-3	-5	-6	-9	-11	-14	-19																																											
11	13.13	10	9	8	7	6	5	4	3	1	0	-2	-3	-5	-7	-9	-11	-15	-20																																										
12	14.03	11	10	9	8	7	6	5	4	3	1	0	-2	-3	-5	-7	-9	-12	-16																																										
13	14.98	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	1	0	-2	-3	-5	-7	-9	-12	-16																																									
14	15.99	13	12	11	11	10	8	8	6	6	5	4	3	1	0	-2	-3	-5	-7	-10	-13																																								
15	17.06	14	13	12	12	11	10	9	8	6	6	5	4	3	1	0	-2	-3	-5	-7	-10	-13																																							
16	18.19	15	14	13	13	12	11	10	9	8	7	6	4	3	2	0	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16																																						
17	19.38	16	15	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	4	3	2	0	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																																				
18	20.65	17	16	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	3	2	0	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																																			
19	21.98	18	18	17	16	15	14	13	12	12	10	9	8	7	6	5	3	2	0	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																																		
20	23.40	19	18	18	17	16	15	14	13	13	11	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																																
21	24.88	20	19	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																																
22	26.46	21	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																															
23	28.11	22	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																														
24	29.86	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																													
25	31.70	24	24	23	22	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																											
26	33.61	25	25	24	23	22	21	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																										
27	35.69	26	26	25	24	24	22	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																									
28	37.84	27	27	26	25	25	24	23	22	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																							
29	40.10	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																						
30	42.48	29	29	28	27	27	26	25	24	23	22	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																					
31	44.97	30	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	22	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																			
32	47.60	31	31	30	29	29	28	27	27	26	25	24	23	23	22	22	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																		
33	50.36	32	32	31	30	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17																
34	53.26	33	33	32	32	31	30	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17														
35	56.30	34	34	33	33	32	31	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17													
36	61.14	35	35	34	34	33	32	32	31	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17											
37	62.83	36	36	35	35	34	33	33	32	32	31	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17									
38	66.34	37	37	36	36	35	34	34	33	33	32	32	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17								
39	70.01	38	38	37	37	36	35	35	34	33	33	32	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17								
40	73.85	39	39	38	37	37	36	36	35	34	33	33	32	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17							
41	77.88	40	40	39	39	38	37	37	36	36	35	34	34	33	33	32	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17				
42	82.10	41	40	40	40	39	38	38	37	37	36	36	35	34	34	33	32	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17			
43	86.51	42	42	41	41	40	39	39	38	38	37	37	36	36	35	34	34	33	32	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17	
44	91.12	44	43	42	42	41	40	40	39	39	38	37	37	36	36	35	34	34	33	32	31	30	29	28	28	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	-1	-3	-5	-7	-10	-13	-16	-17

Fig. 06: Tabela relacionando Ts, "e", (Ts-Tu) e TPO.

Esta tabela possui como argumentos a TS, variando de grau em grau, e a diferença entre TS e TU com uma variação

constante de $0,5^{\circ}\text{C}$. Analogamente às considerações efetuadas à tabela TMA, adicionando-se ao erro máximo de arredondamento, também da ordem de $|0,5|^{\circ}\text{C}$, o erro de não se efetuar a interpolação, o qual no caso mais crítico atinge um valor máximo da ordem de $|1,25|^{\circ}\text{C}$, mostrado a seguir, tem-se a TPO retirada desta tabela com uma incerteza não superior a $|1,75|^{\circ}\text{C}$.

T_s	$(T_s - T_u)$	5,0	5,5	
				$T_s = 20,50^{\circ}\text{C}$
20,0		11	11	$T_s - T_u = 5,25^{\circ}\text{C}$
21,0		13	12	$TPO = 11,75^{\circ}\text{C}$

Apesar da estimativa de erro desta tabela ser maior do que a da tabela TMA, não está inviabilizado seu uso, pois será utilizada de modo inverso, ou seja, na linha correspondente à T_s encontra-se a TPO, dada pela tabela TMA, e pela diferença $(T_s - T_u)$ chega-se ao valor T_u .

A incerteza associada à grandeza T_u será função da diferença de padrão entre as duas tabelas, e ao erro causado pelo não uso da interpolação na tabela TMA, já que as tabelas apresentam o mesmo erro de arredondamento.

Empregando esta metodologia dois casos críticos podem ocorrer, a saber:

- a) na linha referente à T_s encontra-se a mesma TPO para duas depressões do termômetro de bulbo úmido, conforme mostrado a seguir;

T_s	$(T_s - T_u)$	3,0	3,5
26,0		21	21

b) na linha referente à TS não existe o valor da TPO, segundo o esquema que se segue.

T_s	$(T_s - T_u)$	2,5	3,0
14,0		10	8

No primeiro caso, pela tabela TMA tem-se para TU o valor $22,5^{\circ}\text{C}$, enquanto que pela tabela Blair e Fite, com a devida interpolação, obtêm-se $22,75^{\circ}\text{C}$. Pode ocorrer da diferença entre os dois valores ser de $0,3^{\circ}\text{C}$, visto que o arredondamento é feito no décimo do grau.

Para o segundo caso, a tabela TMA apresenta os valores de TU iguais a $11,5^{\circ}\text{C}$ e $11,0^{\circ}\text{C}$. Interpolando-se na tabela Blair & Fite, chega-se ao valor de $11,25^{\circ}\text{C}$, sendo o erro inferido análogo ao primeiro caso. Pode ainda ocorrer o caso em que não seja preciso fazer interpolação. Neste caso, o erro máximo pode chegar a $|0,5|^{\circ}\text{C}$.

Resumidamente, a grandeza TU estará incerta de um valor da ordem de $|1,25|^{\circ}\text{C}$ visto que, adicionalmente ao erro máximo inserido pelo uso invertido da tabela apresentada por Blair & Fite, tem-se um erro de $|0,75|^{\circ}\text{C}$ devido à falta do artifício matemático da interpolação, quando da retirada do parâmetro TPO da tabela TMA.

CAPÍTULO 3

DETERMINAÇÃO DE UMA ATMOSFERA MÉDIA E ESTIMAÇÃO DE GRANDEZAS METEOROLÓGICAS

3.1 - INTRODUÇÃO

Esta etapa do trabalho tem por objetivo apresentar metodologias que possibilitem a obtenção de dados meteorológicos, sem a necessidade de se ir a campo para a coleta "in loco". O emprego destes artifícios matemáticos será consequência da precisão e exatidão requeridas pelas diversas aplicações específicas dadas a estes dados.

Geralmente as grandezas meteorológicas de interesse comum às diversas ciências que as utilizam são a temperatura seca (TS), temperatura úmida (TU), pressão atmosférica (P) e umidade relativa (UR), sendo que esta pode ser obtida por intermédio das anteriores, ou coletada em campo. No trabalho em questão, a UR será derivada função da TS, TU e P. Estes valores, por sua vez, serão estimados a partir das observações do INEMET, IAPAR e DEPV.

3.2 - DETERMINAÇÃO DE UMA ATMOSFERA MÉDIA

Por atmosfera média entende-se a valorização das grandezas citadas através de função que relacione altitude com um valor de referência para a grandeza.

A atmosfera média será determinada função somente do posicionamento altimétrico, uma vez que a variabilidade das grandezas TS, TU e P em relação à posição planimétrica ainda

não se encontra modelada matematicamente de maneira prática.

Antes de apresentar propriamente o desenvolvimento, fazem-se necessárias algumas importantes considerações:

- a) as observações referentes às grandezas meteorológicas têm o objetivo de corrigir as contagens Doppler da influência atmosférica referente à troposfera. Sendo assim, as observações não sofreram qualquer correção no sentido de eliminar possíveis influências sistemáticas naturais, pois as mesmas no seu estado "bruto" é que podem caracterizar as condições ambientais do meio de propagação, no qual o sinal emitido pelo satélite "viajou" até o receptor;
- b) por ignorar a variação horizontal das grandezas, assumiu-se, por hipótese, que as estações coletoras das instituições responsáveis pelos dados estão todas contidas em uma mesma vertical. Aceita a hipótese, pode-se determinar um gradiente vertical para TS, TU e P.

Fica evidente que os valores obtidos para estes parâmetros estarão eivados das influências inerentes às condições impostas, fazendo com que o resultado do cálculo, a priori, possa não estar rigoroso sob o ponto de vista matemático e estatístico; entretanto, sob o ponto de vista físico, é o que permite uma maior credibilidade para o objetivo a que se destina.

Para o desenvolvimento do cálculo é preciso ter valores representativos para as grandezas, relativos a uma dada época. O interesse deste trabalho limita-se à época em que foram realizados os rastreamentos, qual seja, de 12/04 à 25/05 do ano de 1986.

A formulação correta a ser aplicada ao cálculo desses

valores, enviada pelo INEMET, pode ser resumida pelo cômputo da média aritmética das médias diárias das grandezas TS, TU e P para a época em questão. A média diária para cada grandeza apresenta expressões distintas, a saber:

$$TS = (TS_9 + 2TS_{21} + TS_{\max} + TS_{\min}) / 5 ; \quad (67)$$

$$TU = (TU_9 + 2TU_{21}) / 3 ; \quad (68)$$

$$P = (P_9 + P_{15} + P_{21}) / 3 . \quad (69)$$

Os índices numéricos dizem respeito à hora da coleta da observação, enquanto que os índices alfabéticos max e min significam máxima e mínima, respectivamente.

3.2.1 - Temperatura seca

A expressão que segue é aceita mundialmente como aquela que relaciona TS e altitude, e tem a seguinte forma /106/:

$$TS = TS_0 - \alpha (h - h_0) . \quad (70)$$

O índice está associado ao referencial, sendo h a altitude do ponto aonde se quer a TS, e α o coeficiente linear.

Como todas as estações têm as altitudes referenciadas ao mesmo datum, o nível médio dos mares, tem-se como parâmetros da expressão (70) TS_0 e α . Para a valorização destes, será feito um ajustamento pelo Método dos Mínimos Quadrados, seguindo o modelo paramétrico, das observações referentes à TS. Acontece, porém, que do conjunto amostral formado pelas estações disponíveis só serão aproveitadas as do IAPAR e do INEMET, com exceção da estação São Francisco do Sul. Esta redução dos graus de liberdade no ajustamento aparentemente o deteriora. Contudo, função dos valores a serem utilizados,

pode-se assegurar que o ajustamento será mais rigoroso, pois nem as estações da DEPV, nem a de São Francisco do Sul possuem todas as informações requeridas ao cálculo da média diária. Considerando a distribuição geográfica das estações pertinentes ao ajustamento, evidencia-se, a priori, uma perda na confiabilidade do ajustamento. No tocante à localização planimétrica das estações meteorológicas e dos vértices geodésicos na figura 03, constata-se que a influência devida ao abandono nas estações meteorológicas da DEPV e da estação de São Francisco do Sul não prejudicará em muito a geometria para o ajustamento. No entanto, quanto à posição altimétrica das estações, existe uma falta considerável de homogeneidade, que persistiria se todo o conjunto fosse empregado. Portanto, no caso da temperatura seca, este é mais um ponto crítico com relação ao resultado advindo do ajustamento: a grande concentração dos dados à altitudes superiores a 700 m.

O ajustamento das observações de TS ao modelo (70) foi efetuado sob as seguintes condições:

- a) observações tomadas como independentes, sendo sua qualidade estimada pelo desvio padrão. Nota-se que o desvio padrão tem de levar em conta a ponderação dada às observações, quando do cálculo da média;
- b) o valor do fator de variância a priori foi arbitrado como sendo igual a unidade;
- c) a matriz Variância-Covariância dos parâmetros foi obtida com o emprego do fator de variância à posteriori ($\hat{\sigma}^2_0$).

Por não ser objetivo do trabalho um estudo detalhado à respeito do ajustamento de observações, não se fará uma

abordagem maior. Para esclarecimentos, recorrer à bibliografia adequada.

A tabela 07 contém as estações, suas altitudes, os valores médios das TS, seus desvios padrões e os resíduos obtidos no ajustamento.

Estação	Altitude (m)	TS (°C)	D.P.	Resíduo
Florianópolis	1,83	19,53	3,873	-0,19
Lages	936,83	13,62	5,286	+1,36
Porto União	778,04	15,31	5,412	+0,41
Indaial	86,13	18,71	4,607	+0,24
Campos Novos	946,67	14,83	5,133	+0,11
Lagoa Vermelha	889,24	14,11	5,124	+1,09
Curitiba	923,50	15,74	4,697	-0,70
Guarapuava	1020,00	15,05	5,137	-0,46
Ponta Grossa	880,00	16,07	4,713	-0,82
Teixeira Soares	893,00	15,67	4,777	-0,48

Tab. 07: Dados relativos ao cálculo da atmosfera média para TS.

Em relação aos parâmetros e suas precisões, os valores obtidos pelo ajustamento são:

$$TS_0 = 19^{\circ},35 \pm 0^{\circ},48 \quad ;$$

$$\alpha = 4,66355 \cdot 10^{-3} \pm 0,00061 \text{ }^{\circ}\text{C/m} .$$

O valor do fator de variância à posteriori é igual a 0,024 e pode ser, possivelmente, justificado pela sub-estimação das observações, ou seja, a associação de um erro médio maior que o devido, aliado a todas as considerações já efetuadas e as incluídas neste cálculo.

3.2.2 - Pressão atmosférica

O modelo usado para valorizar a pressão ao nível do mar, e posteriormente estabelecer a pressão para uma altitude de interesse, à exemplo da temperatura seca, tem a seguinte forma /107/:

$$P = P_0 \left(\frac{TS_0 - \alpha h}{TS_0} \right)^{g_0/R\alpha} \quad (71)$$

Na equação (71), TS_0 e α foram determinados quando do cálculo relativo à TS para a atmosfera média. O valor da gravidade ao nível do mar (g_0), em gals, pela falta de informação, pode ser substituída pela gravidade normal (γ_0), obtida pela equação /108/:

$$\gamma_0 = 978,031846 (1 + 0,005278895 \text{ sen}^2 \varphi - 0,000023462 \text{ sen}^4 \varphi). \quad (72)$$

Usando como latitude média entre as estações meteorológicas o valor $26^{\circ}35'$ sem prejuízo ao cálculo, a gravidade normal tem o valor de $9,79065 \text{ m/s}^2$. O valor da constante universal dos gases (R), de acordo com Grossman /109/, é igual a $2,8704 \cdot 10^2 \text{ m}^2/\text{s}^2 \text{ }^{\circ}\text{K}$.

Aplicando todos esses valores, lembrando que a grandeza α tem o mesmo valor para $^{\circ}\text{C}$ e $^{\circ}\text{K}$, o expoente assume o valor de 7,31396.

Analisando a expressão (71), conclui-se que o termo $(TS_0 - \alpha h)$ nada mais é do que a própria temperatura observada na estação, a menos dos inevitáveis erros de observação a que está sujeita. No intuito de poder lidar com a correlação existente entre a variação da pressão e temperatura seca, ao

invés do valor teórico dado por (70), foi usado o valor medido para TS, e este reduzido ao nível de referência em detrimento ao valor TS_0 . Para poder compatibilizar todas as estações, no que diz respeito ao valor médio da P, foi calculada a média aritmética entre os horários de 09:00 e 15:00 hrs, pelo motivo de serem comuns a todas as estações e não perturbarem, a nível prático, a determinação.

No entanto, para que o valor da TS pudesse ser utilizado, houve a necessidade de se obter um valor médio menos rigoroso, porém, compatível com todas as estações e com o valor médio da P. Ressalta-se também, que a redução dos dados relativos à TS traz alguma inconsistência, visto que o gradiente α foi obtido somente por algumas estações e com valor médio obtido pela expressão (67).

Mesmo com o aumento da amostra, conseqüentemente aumento do número de graus de liberdade, permanece ainda o problema referente à geometria levantado no cálculo da TS.

O ajustamento das observações de P ao modelo (71) feito pelo MMQ segue o modelo paramétrico, pois tem-se que as observações são função explícita ao parâmetro P_0 - pressão atmosférica no nível de referência. São válidas todas as considerações feitas para a TS, sendo que a tabela 08, montada analogamente à tabela 07, fornece as informações à respeito da determinação.

Com relação ao parâmetro P_0 , o valor mais provável e sua precisão são iguais a:

$$P_0 = 1016,59 \pm 0,45 \text{ mb .}$$

Estação	Altitude (m)	P. (mb)	D.P.	Resíduo
Joinville	4,00	1015,42	4,141	+0,70
Chapecó	650,00	943,22	3,208	-0,64
Erechim	761,00	932,12	3,050	-2,13
Lages	935,00	913,12	3,438	-1,49
Curitiba	911,00	915,96	2,862	-1,58
Paranaguá	5,00	1012,93	3,859	+3,08
Florianópolis	6,00	1014,82	4,108	+1,07
Santa Maria	88,00	1004,17	3,902	+2,04
Londrina	569,00	951,78	2,415	+0,28
Foz do Iguaçu	240,00	986,60	3,249	+2,16
Florianópolis	1,83	1015,07	4,080	+1,31
Lages	936,83	910,93	3,072	-0,01
Porto União	778,04	927,67	3,044	+0,63
Indaial	86,13	1006,78	10,390	-0,29
Campos Novos	946,67	910,21	2,919	-0,01
São F. do Sul	45,05	1010,55	3,980	+0,75
Lagoa Vermelha	889,24	920,82	2,955	-4,77
Curitiba	923,50	912,90	2,875	+0,10
Guarapuava	1020,00	900,67	2,470	+2,39
Ponta Grossa	880,00	919,13	2,500	-1,33

Tab. 08: Dados relativos ao cálculo da atmosfera média para P.

O valor obtido para o fator de variância a posteriori foi de 0,34. Valem aqui as ressalvas feitas no cálculo da TS, e as pertinentes a este ajustamento, podendo-se atribuir a elevação de $\hat{\sigma}^2$ ao maior número de estações.

A fim de tornar a redução da grandeza P independente da TS, será derivado um gradiente linear análogo ao modelo (71). Desta forma tem-se que:

$$\frac{dP}{dh} = P_0 \left[c \left(\frac{T_{s_0} + \alpha h}{T_{s_0}} \right)^{c-1} \frac{\alpha}{T_{s_0}} \right];$$

$$\frac{dP}{dh} = \frac{P_0 c \alpha}{T_{s_0}} \left(\frac{T_s}{T_{s_0}} \right)^{c-1} . \quad (73)$$

De maneira a manter homogeneidade na informação, o valor para o parâmetro T_{s_0} será derivado das observações referentes à TS. Calculada a média para as estações entre 9:00 e 15:00 hrs, estas serão reduzidas ao nível do mar, e então calculada nova média. Tomando-se a altitude média das estações (500m), pode-se determinar um valor médio para a grandeza TS. Sendo assim, $T_{s_0} = 294,80^\circ\text{K}$ e $TS = 292,47^\circ\text{K}$. Substituindo todos os valores, chega-se ao valor do gradiente linear para a P:

$$\frac{dP}{dh} = - 0,11187 \text{ mb/m} . \quad (74)$$

Comparando-se os resultados obtidos ao empregar este valor com os do modelo (71), observa-se uma diferença máxima igual a |1,47|mb, sendo a média das diferenças igual a |0,57|mb. À nível prático, a aplicação deste valor traz algumas vantagens; contudo, a diferença máxima corresponde a uma diferença de altitude bem significativa: |13,14| m. Assim sendo, o uso do gradiente vertical deve ficar limitado quando do emprego da mesma metodologia, ou quando o erro puder ser maior do que o fornecido pelo modelo.

3.2.3 - Temperatura úmida

Dentre as grandezas envolvidas na determinação da atmosfera média esta é a mais complexa, pois em sua grande maioria os estudos sobre o comportamento da temperatura úmida não são feitos sobre a grandeza propriamente dita, e sim sobre uma grandeza dependente, no caso, a pressão parcial do vapor d'água. Em pesquisa bibliográfica específica à Geodésia encontrou-se dois modelos que estabelecem a relação para a variação vertical da pressão parcial do vapor d'água. Hotine /110/ apresenta um modelo simples, encontrado também em Bomford /111/, que segue a expressão:

$$"e" = "e"_{0} \cdot 10^{-\Delta h/6300} \quad (75)$$

O valor $"e"_{0}$ é a pressão parcial do vapor d'água para o nível de referência, sendo que a diferença de altitude Δh é entre o ponto de interesse e o referencial adotado, dada em metros.

Saastamoinen /112/ apresenta um modelo bem mais complexo, semelhante à expressão (71), sob a forma:

$$"e" = "e"_{0} \left(\frac{T_s}{T_{s0}} \right)^{\nu g/R\alpha} \quad (76)$$

Na expressão (76), ν é um coeficiente numérico determinado por observações locais, g é o valor da gravidade referente ao centróide de uma coluna atmosférica, sendo os outros elementos da expressão comuns à expressão (71).

À primeira vista o modelo (76), sendo mais rigoroso, é o que poderia se considerar aplicável ao trabalho. No entanto, deve-se considerar que:

- a) a função entre TU e "e" não é linear; portanto, a obtenção da TU conhecendo-se a pressão do vapor d'água, dependendo do modelo utilizado, nem sempre é deduzida de maneira simples;
- b) no cálculo de "e" é necessário o conhecimento da pressão saturada do vapor d'água e', que por sua vez, também não se relaciona linearmente com a TU;
- c) adicionalmente às observações contidas na alínea 3.2, tem-se ainda que as estações pertencentes a DEPV, por não coletarem observações no horário das 21:00 hrs, e a estação de Teixeira Soares, por não realizar medidas de pressão atmosférica, reduzem em muito a amostra de informações meteorológicas relativas à TU, pois a obtenção de "e" prescinde o valor de P.

Em virtude do exposto, o modelo apresentado por Hotine se adequa melhor à determinação do parâmetro "e"₀ e do gradiente vertical associado, faltando ainda as expressões referentes à "e" e e'; estas expressões devem ser compatíveis com a situação que levou à escolha da expressão (75).

Anúnciação /113/ apresenta várias expressões para o cálculo de "e" e e'. Analisando as expressões, tendo-se em mente todas as considerações pertinentes à sua escolha, considerou-se que para o cálculo de e' a expressão de Zuev é a mais indicada, pois alia simplicidade e valores bem próximos aos da expressão adotada pela International Meteorological Organization. A expressão de Zuev tem a seguinte forma:

$$e' = 6,106 \cdot 10^{(7,5 TU)/(237,5 + TU)} \quad (77)$$

O cálculo de "e", com aproximação bastante razoável, segue o modelo apresentado por Bomford/114/:

$$e = e' - 0,0005 P (TS - TU) . \quad (78)$$

As formulações, embora não sendo as mais rigorosas, não trarão prejuízo aos objetivos da pesquisa. Isto porque serão empregadas as funções inversas relativas as expressões (77) e (78) para do valor "e" determinar a TU. Portanto, os possíveis desvios decorrentes do emprego destes modelos serão minimizados.

O cálculo da temperatura úmida, após a pressão parcial do vapor d'água na altitude zero ("e"₀) ter sido reduzida à altitude da estação, terá de ser feito por intermédio de processo iterativo, pois e' também é função de TU. O método de Newton, de emprego bem simples, atende perfeitamente à determinação, sendo que a convergência para um erro igual a 0,01°C é atingida por volta da décima iteração. A expressão para o método de Newton, aplicada ao trabalho tem a forma:

$$TU = TU_0 - \frac{f(TU)}{f'(TU)} . \quad (79)$$

O valor inicial TU₀ pode ser derivado da expressão (77), fazendo e' = "e". Deste modo, TU₀ é dado por:

$$TU_0 = \frac{237,5 \log (e'/6,106)}{7,5 - \log (e'/6,106)} . \quad (80)$$

A função implícita à TU tem a forma:

$$e - 6,106 \cdot 10^{\frac{(7,5 TU)/(237,5 + TU)}{}} + 0,0005 (TS - TU) P = 0 ; \quad (81)$$

enquanto sua derivada primeira é dada por:

$$\begin{aligned}
 & (7,5 \text{ TU}) / (237,5 + \text{TU}) \\
 -14,05958458 \cdot 10 & \quad \cdot 1781,25 / (237,5 + \text{TU})^2 + \\
 & - 0,0005 P = 0 \quad (82)
 \end{aligned}$$

É importante ressaltar que o valor a adotar para TU na próxima iteração é a média aritmética entre dois cálculos sucessivos, pois a simplificação usada em (80) afasta o valor da TU "verdadeira" tanto quanto maior for a diferença entre TS e TU.

O ajustamento dos valores relativos a "e" ao modelo (75), à exemplo dos anteriores, também foi feito pelo modelo paramétrico. Só foram consideradas as estações do INEMET e IAPAR, com exceção das estações de São Francisco do Sul e Teixeira Soares por motivos já esclarecidos. Sendo assim, torna-se mais crítica a obtenção de um valor representativo para a TU já que, aliado à diminuição da amostra, ainda se torna pior a configuração das estações meteorológicas em relação às estações de rastreio, permanecendo a tendenciosidade para as grandes altitudes, bem como todas as outras considerações já estabelecidas.

A tabela 09 contém a relação das estações, as altitudes, o valor de TU, o valor de "e", os resíduos do ajustamento e os desvios para a TU observada. Ressalta-se que o peso adotado para o ajustamento foi unitário e igual para todas as observações, uma vez que a adoção de variâncias distintas, obtidas pela Lei de Propagação de Variâncias, não expressaria de modo adequado a qualidade da amostra como um todo.

Estação	Altitude (m)	TU (°C)	"e" (mb)	Resíduo	TU calc. - TU
Florianópolis	1,83	18,36	20,13334771	+0,295	+0,148
Lages	936,83	12,80	14,16957536	+0,346	+0,193
Porto União	778,04	14,25	15,44288703	-0,059	-0,042
Indaial	86,13	17,62	19,24766451	+0,561	+0,257
Campos Novos	946,67	13,61	14,68032111	-0,217	-0,132
Lagoa Vermelha	889,24	12,48	13,25986541	+1,510	+0,889
Curitiba	923,50	14,62	15,80348545	-1,217	-0,676
Guarapuava	1020,00	13,81	14,87891363	-0,798	-0,470
Ponta Grossa	880,00	14,64	15,59142114	-0,771	-0,420

Tab. 09: Dados relativos ao cálculo da atmosfera média para TU.

Em relação ao parâmetro "e"₀ e sua precisão, o valor obtido no ajustamento foi de:

$$e_0 = 20,442 \pm 0,126 \text{ (mb) .}$$

O correspondente valor de TU₀, conhecidas as grandezas TS₀ e P₀ dos ajustamentos anteriores, é de 18,43°C.

O valor de $\hat{\sigma}^2_0$ é igual a 0,69; a sensível melhora do fator de variância a posteriori pode ser interpretada por uma ponderação mais coerente, não sendo ainda a mais adequada devido à todos os aspectos abordados.

Com o intuito de tornar mais simples a abordagem referente à grandeza TU, foi usado o modelo aplicado ao parâmetro TS. Lembrando que com o uso daquele modelo a estação de Teixeira Soares poderia estar contida na amostra, e para a ponderação era possível usar a definição do peso como sendo o inverso da variância, chegou-se à valores que apresentaram

desvios inferiores a $|0,40|$ em relação ao modelo adotado anteriormente. Sendo assim fica assegurada a validade desta metodologia, com alguma reserva em função dos diversos aspectos, pois a resolução dos termômetros é superior ao desvio apresentado.

3.2.4 - Resultados

De posse dos valores relativos ao nível do mar para TS, TU e P, bem como dos modelos matemáticos que expressam a sua variabilidade vertical, foi possível estimar valores referentes às grandezas de interesse para as estações de rastreamento. A tabela 10 resume estes valores, contendo o nome da estação, sua altitude, TS, TU e P.

Estação	Altitude (m)	TS (°C)	TU (°C)	P (mb)
Pedra Preta	947,03	14,93	13,52	909,45
Três Divisas	1203,29	13,74	12,24	882,33
Cerro Chato	833,31	15,46	14,09	921,76
D. Luiza	916,29	15,08	13,68	912,92
Bocaiúva do Sul	1041,61	14,49	13,06	899,34
Spitzkopf	913,98	15,09	13,69	913,15
Base Aérea	70,66	19,02	18,07	1008,23
Mirante II	584,47	16,62	15,39	949,21
Esmeralda	988,56	14,74	13,31	905,08
Matos Costa	1224,05	13,64	12,14	880,09
Vera Guarani	897,30	15,17	13,77	915,01
Observatório	919,73	15,06	13,66	912,46

Tab. 10: Valores de atmosfera média para as estações de rastreamento.

3.3 - ESTIMAÇÃO DE GRANDEZAS METEOROLÓGICAS

3.3.1 - Introdução

A estimação se traduz em duas fases bem distintas: a primeira delas se resume em, conhecidas as posições das várias estações meteorológicas, em um sistema de coordenadas adequado, determinar o valor para as grandezas de interesse, dadas as coordenadas das estações de rastreo no mesmo sistema. A esta fase denomina-se interpolação. A segunda fase compreende a obtenção de valores inseridos em um determinado intervalo de tempo, sendo os instantes limites conhecidos. A estimação, tendo como variável implícita o tempo, tem o nome particular de predição.

Oliveira/¹¹⁵/ testou alguns métodos de interpolação, e apresentou um modelo que permitisse a predição de valores. Todos os modelos tiveram abordagens particulares, e foram investigados quanto à sua precisão e exatidão. A precisão está associada a uma das estatísticas que caracterizam a distribuição estatística que segue a curva normal, enquanto que a exatidão está ligada à comparação com um valor tido como padrão.

A análise dos modelos se baseou em valores qualitativos estipulados a priori. A dificuldade em se estabelecer estes valores deve-se ao fato de que o IBGE não distingue o erro aceitável para TS e TU, não separando também a componente randômica da sistemática.

Dos métodos de interpolação estudados, o dos Mínimos Quadrados foi o de melhor desempenho. No tocante ao modelo de predição, embora não atenda a todas as especificações, ainda assim apresenta vantagens quanto à minimização de erros em

relação à outros processos menos rigorosos, quando da obtenção da grandeza para um instante específico.

3.3.2 - Interpolação por Mínimos Quadrados

Sem prejuízo à colimação dos objetivos da pesquisa, a abordagem dada terá caráter informativo à respeito do método, das hipóteses feitas e do cálculo, obtidas de Oliveira/116/. Existe extensa bibliografia sobre o método, podendo os interessados, a priori, optar pelos trabalhos de Heiskanen/117/ e Mikhail/118/.

A interpolação, considerando a posição tridimensional das estações, é de difícil consecução, visto que, pela dependência existente entre as grandezas com a altitude, torna-se complexa a montagem da matriz variância-covariância. Para facilitar o cálculo, a solução é reduzir todas as observações. Para tanto levou-se em consideração:

- a) os gradientes verticais determinados dentro do item 3.2, guardando as devidas particularidades;
- b) que a altitude para as quais as observações deverão ser reduzidas é a própria da estação objeto da interpolação.

Para que o cálculo pudesse ser executado, foi preciso fazer algumas hipóteses e considerações sobre determinados aspectos. Desta maneira, tem-se que:

- a) as observações foram consideradas isentas dos erros de observação, ou seja, só existe a componente sistemática, denominada sinal, configurando desta maneira o processo de interpolação, ao invés do processo de filtragem;

- b) foi tomada para "trend-surface" o valor médio das observações;
- c) a função covariância empregada segue a forma exponencial:

$$C(d) = C(0) \cdot e^{-kd} \quad (82)$$

onde $C(0)$ = variância estimada para os sinais das observações;

d = a distância entre duas estações;

- d) os parâmetros $C(0)$ e k foram determinados em ajustamentos feitos a priori, em que se considerou uma média entre as observações referentes à TS, TU e P coletadas às 9:00 e 15:00 hrs, e uma altitude média entre as estações, cujo valor é igual a 500 m;
- e) foram consideradas todas as estações em cada cálculo, sendo que a interpolação foi realizada para os horários de 6:00, 9:00, 12:00, 15:00, 18:00 e 21:00 hrs. A estimativa do sinal, de acordo com o método dos Mínimos Quadrados, segue a expressão:

$$s = c \cdot C^{-1} \quad (83)$$

O seu erro médio quadrático é obtido através da seguinte expressão:

$$\hat{\sigma}_s^2 = C(0) - c \cdot C^{-1} \cdot c \quad (84)$$

Nas expressões (83) e (84), a nomenclatura tem o seguinte significado:

- c = vetor das covariâncias entre a estação a interpolar e as estações conhecidas;
- C = matriz variância-covariância referente às estações conhecidas;

s = vetor dos sinais referentes às observações de cada estação.

Realizada a interpolação dos dados meteorológicos para as estações de interesse, ou seja, Pedra Preta (PP), Bocaiúva do Sul (BS), Vera Guarani (VG), Três Divisas (TD), Cerro Chato (CC) e Esmeralda (ES), explicado o porque no item 4.2, a precisão dos mesmos, em valores máximo, mínimo e médio está resumida na tabela 11.

Est	Grd	06:00			09:00			12:00			15:00			18:00			21:00		
		máx	min	méd															
PP	TS	.29	.28	.28	.16	.16	.16	.29	.28	.28	.16	.16	.16	.31	.28	.29	.16	.16	.16
	TU	.19	.18	.18	.11	.10	.10	.19	.18	.18	.10	.10	.10	.20	.18	.19	.11	.11	.11
	P	.20	.17	.17	.11	.11	.11	.18	.17	.17	.11	.11	.11	.19	.17	.18	.11	.11	.11
BS	TS	.17	.17	.17	.16	.14	.15	.17	.16	.17	.15	.14	.14	.17	.16	.16	.16	.16	.16
	TU	.11	.11	.11	.10	.09	.10	.11	.10	.11	.10	.09	.09	.11	.10	.10	.10	.10	.10
	P	.10	.10	.10	.09	.09	.09	.10	.10	.10	.09	.09	.09	.10	.10	.10	.10	.10	.10
VG	TS	.30	.27	.28	.16	.16	.16	.30	.27	.28	.16	.16	.16	.30	.30	.30	.16	.16	.16
	TU	.20	.18	.18	.10	.10	.10	.19	.18	.18	.10	.10	.10	.20	.19	.20	.10	.10	.10
	P	.18	.17	.17	.10	.10	.10	.18	.16	.17	.10	.10	.10	.19	.18	.18	.10	.10	.10
TD	TS	.22	.16	.21	.17	.15	.16	.22	.16	.18	.17	.15	.16	.22	.16	.19	.19	.19	.19
	TU	.14	.11	.14	.11	.10	.10	.14	.11	.12	.11	.10	.10	.14	.11	.12	.12	.12	.12
	P	.13	.10	.12	.10	.09	.09	.13	.10	.11	.10	.09	.09	.14	.10	.11	.12	.12	.12
CC	TS	.34	.21	.26	.15	.14	.14	.34	.21	.26	.15	.14	.14	.36	.27	.33	.15	.15	.15
	TU	.22	.14	.17	.09	.09	.09	.22	.14	.17	.09	.09	.09	.24	.18	.22	.09	.09	.09
	P	.21	.13	.16	.09	.08	.08	.21	.13	.16	.09	.08	.08	.23	.17	.21	.09	.09	.09
ES	TS	.34	.22	.26	.16	.16	.16	.34	.24	.28	.16	.16	.16	.34	.30	.33	.16	.16	.16
	TU	.22	.14	.17	.11	.11	.11	.22	.15	.18	.11	.11	.11	.22	.20	.22	.11	.11	.11
	P	.21	.13	.16	.10	.10	.10	.21	.14	.17	.10	.10	.10	.21	.18	.21	.10	.10	.10

Tab. 11: Precisões para os dados interpolados.

3.3.3 - Predição

Em virtude das recepções dos sinais dos satélites não ocorrerem exatamente nos instantes interpolados, certamente acontecendo dentro e fora dos limites de 6:00 à 21:00 hrs,

faz-se necessário obter valores intermediários, correspondentes a instantes os mais próximos possíveis das épocas das passagens gravadas.

Pela dificuldade em se obter valores preditos para a época exata, pois isso exigiria uma análise de todas as passagens para o conhecimento da sincronização entre o sinal e o receptor, desta forma fugindo à uma sistematização de cálculo, foi estipulado um intervalo de predição, em que foi considerada a data da primeira e última passagem, e o número de dados possíveis ao programa GEODOPV. Deste modo, o intervalo de predição foi obtido pelo quociente entre a diferença de datas entre as passagens por 200. Deve ficar claro que os dados gerados entre 00:00 e 06:00 hrs, e de 21:00 até 00:00 hrs são extrapolados. Quanto maior for o tempo de rastreo em uma estação, mais os valores preditos podem ser menos representativos à data de recepção. Para tanto, ainda é feita uma interpolação linear pelo próprio GEODOPV.

O modelo matemático empregado, segundo Oliveira⁽¹¹⁹⁾, tem a forma:

$$G = \Delta G + E \cos [Fr (t - t_0)] ; \quad (85)$$

onde: G = valor da grandeza predita;

ΔG = translação pertinente à curva;

E = amplitude;

FR = fator de compatibilização entre unidades - $\pi/12$;

$(t - t_0)$ = fase, sendo que t é o instante da "observação", e

t_0 o instante de máximo para a grandeza.

Este modelo, devido às dificuldades encontradas, foi proposto considerando uma análise geométrica das curvas $G \times t$ descritas pelas estações. Sua aplicação prescinde um ajusta-

mento, a priori, dos valores interpolados ao modelo para valorização dos parâmetros ΔG , E e t_0 . Por não ser linear, exige no MMQ um procedimento iterativo para convergência dos valores relativos aos parâmetros, sendo que os valores iniciais são dados por /120/:

ΔG = média entre as observações;

E = metade da diferença entre os valores limites;

t_0 = 15:00 e 12:00 hrs, para temperatura e pressão respectivamente.

Feita a predição, a precisão encontrada para as estações, dada em valores máximo, mínimo e médio se encontram resumidas na tabela 12.

Est.	TS			TU			P		
	máx	mín	méd	máx	mín	méd	máx	mín	méd
PP	2,22	0,21	0,92	1,35	0,22	0,64	1,90	0,49	1,26
BS	2,30	0,90	1,38	1,30	0,34	0,80	2,23	1,07	1,54
VG	1,53	0,47	0,89	1,82	0,36	0,71	1,82	0,89	1,34
TD	2,52	0,57	1,25	1,38	0,20	0,67	1,54	0,45	1,11
CC	1,93	0,07	0,88	1,27	0,07	0,57	1,46	0,47	1,06
ES	1,88	0,07	0,82	1,29	0,16	0,62	1,68	0,35	0,86

Tab. 12: Precisões para os dados preditos.

Os valores altos da tabela 12 levam a crer ser o modelo inadequado. Entretanto, deve-se lembrar que o mesmo é produto de uma abordagem bastante incipiente, considerar somente o intervalo das 6:00 até 21:00 hrs, extrapolando valores quando necessário, e de já estar propagando o erro inerente à interpolação. O seu emprego fica garantido por não se ter ainda outro procedimento que garanta melhores resultados.

CAPÍTULO 4

TESTES E ANÁLISES

4.1 - INTRODUÇÃO

Com os dados meteorológicos disponíveis e os modelos de refração contidos no software GEODOPV, foi possível realizar uma série de processamentos, combinando-os de todas as maneiras possíveis. A análise dos resultados, referente às coordenadas, se baseou na técnica de Análise de Variância - ANOVA. Com relação à precisão das coordenadas, serão estabelecidos alguns critérios e testes para analisar as soluções obtidas.

4.2 - TESTES

O software empregado é muito complexo, tanto na sua estrutura quanto na sua utilização. Alguns estudos sobre os modelos de cálculo em que está baseado, bem como de sua operação, com o intuito de aproveitar todas as suas potencialidades já foram feitos, por exemplo, por Zuniga/¹²¹/, Godoy/¹²²/ e Campos/¹²³/.

Não é objetivo deste trabalho um estudo mais detalhado abrangendo o programa, restringindo-se somente aos modelos de refração troposférica e tipos de dados meteorológicos, tendo sido, portanto, aproveitadas as experiências anteriores para os testes que deverão ser feitos. Como uma consequência imediata, tem-se que das doze estações rastreadas apenas seis serão motivo de estudo, por já terem evidenciado resultados consistentes, por exemplo, em relação a qualidade dos

rastreadores, entre outros pontos.

As coordenadas das estações estarão referenciadas somente ao sistema de coordenadas associado às efemérides transmitidas, por serem acessíveis às instituições oficiais e privadas, nos modelos matemáticos referentes à ponto simples e multi-estação. A possibilidade dos cálculos serem feitos sem nenhuma correção atmosférica não foi levada em consideração, visto que o interesse era comparar os dados meteorológicos e modelos.

Os processamentos das estações em ponto-simples e multi-estação, levando-se em consideração todas as possíveis combinações, foi feito tendo-se um conjunto de valores estabelecidos a priori, referentes às informações de "input" requeridas pelo programa, baseadas nos experimentos anteriores.

Somente foram alterados os valores dos parâmetros relativos ao modelo de correção a refração e dado meteorológico.

As tabelas 13 a 24 resumem as informações de interesse à análise dos cálculos. São elas: número de passagens aproveitadas no processamento (NPA), fator de variância à posteriori ($\hat{\sigma}^2_0$), coordenadas X, Y e Z com suas respectivas variâncias. Cada estação tem um total de vinte e quatro ternos de coordenadas, sendo doze relativos à solução ponto-simples (PS), e doze à multi-estação (ME). Para estas tabelas e as posteriores, as abreviações evidenciadas à seguir têm o seguinte sentido:

AP = atmosfera média;

DC = dados coletados;

B = Black;

S = Saastamoinen;

ET = dados estimados;

BK = Black com curvatura;

H = Hopfield aproximado.

		NPA	σ^2_0	X(3648)	DP ²	Y(-4486)	DP ²	Z(-2693)	DP ²
B	AM	386	0,823	587,53	0,40376	990,80	0,44410	031,25	0,63270
K	E	385	0,826	587,60	0,40693	990,95	0,44713	031,15	0,63754
	DC	386	0,826	587,52	0,40627	990,66	0,44686	031,34	0,63652
B	AM	386	0,850	587,16	0,41785	990,22	0,45958	031,15	0,65447
	E	385	0,854	587,25	0,42065	990,32	0,46218	031,10	0,65864
	DC	385	0,941	586,68	0,46679	989,51	0,51536	032,49	0,72940
H	AM	386	0,837	586,97	0,41197	989,95	0,45310	031,28	0,64487
	E	385	0,839	587,10	0,41378	990,08	0,45449	031,28	0,64743
	DC	386	0,839	586,95	0,41303	989,84	0,45428	031,34	0,64606
S	AM	383	1,059	591,34	0,53523	996,34	0,59024	035,15	0,83093
	E	383	1,065	591,32	0,53708	996,42	0,59232	035,04	0,83460
	DC	383	1,053	591,39	0,52936	996,29	0,58416	034,97	0,82450

Tab. 13: Resumo dos ajustamentos para PP, usando PS.

		NPA	σ^2_0	X(3527)	DP ²	Y(-4429)	DP ²	Z(-2928)	DP ²
B	AM	352	0,869	565,78	0,52155	020,46	0,58945	074,93	0,76305
K	E	352	0,854	565,82	0,51305	020,59	0,57984	074,94	0,75051
	DC	352	0,865	565,86	0,51889	020,48	0,58652	074,92	0,75941
B	AM	349	1,132	565,57	0,63772	020,43	0,72359	074,72	0,96338
	E	348	1,126	565,66	0,63439	020,38	0,71495	074,65	0,95604
	DC	351	1,195	565,76	0,67326	019,57	0,75873	076,11	1,01280
H	AM	349	1,128	565,54	0,63590	020,12	0,71441	074,81	0,95804
	E	350	1,128	565,55	0,63444	020,13	0,71019	074,87	0,95442
	DC	351	1,199	565,67	0,67605	019,37	0,76169	076,16	1,01630
S	AM	349	1,151	568,07	0,64907	024,38	0,73709	077,21	0,98009
	E	349	1,134	568,25	0,64024	024,45	0,72529	077,06	0,96779
	DC	350	1,145	568,23	0,64424	024,37	0,72793	077,09	0,97325

Tab. 14: Resumo dos ajustamentos para CC, usando PS.

		NPA	σ^2_0	X(3742)	DP ²	Y(-4335)	DP ²	Z(-2799)	DP ²
B	AH	37	1,179	812,56	11,229	342,82	10,209	885,21	13,580
K	E	37	1,156	812,37	10,990	342,87	09,994	884,81	13,299
	DC	37	1,138	811,47	11,500	342,79	10,017	885,65	13,454
	AH	37	1,151	811,92	11,622	342,32	10,122	885,45	13,593
B	E	37	1,195	812,43	11,370	342,88	10,337	885,08	13,754
	DC	37	1,199	811,53	12,114	342,74	10,552	885,91	14,169
	AH	37	1,162	811,76	11,736	342,45	10,220	885,71	13,723
H	E	37	1,203	812,23	11,455	343,07	10,412	885,37	13,853
	DC	37	1,153	811,46	11,642	343,29	10,145	886,20	13,613
	AH	36	1,404	812,00	14,052	341,49	12,846	886,16	17,309
S	E	36	1,474	812,13	14,756	341,67	13,489	885,80	18,183
	DC	37	1,418	812,28	13,643	342,74	12,396	886,33	17,044

Tab. 15: Resumo dos ajustamentos para TD, usando PS.

		NPA	σ^2_0	X(3780)	DP ²	Y(-4364)	DP ²	Z(-2701)	DP ²
B	AH	57	1,065	972,01	3,1792	787,97	3,9923	435,97	3,4340
K	E	57	1,065	972,13	3,1763	788,04	3,9886	436,06	3,4305
	DC	56	1,065	972,45	3,1922	787,85	4,0187	436,44	3,5136
	AH	56	1,075	972,12	3,2218	787,27	4,0567	436,15	3,5468
B	E	56	1,075	972,23	3,2258	787,35	4,0616	436,24	3,5507
	DC	56	1,100	972,05	3,3011	787,46	4,1558	436,41	3,6315
	AH	57	1,109	971,61	3,3085	787,54	4,1546	436,10	3,5708
H	E	57	1,115	971,66	3,3321	787,52	4,1842	436,18	3,5957
	DC	57	1,121	971,35	3,3527	787,72	4,2092	436,25	3,6160
	AH	56	1,232	975,43	3,7311	790,56	4,7271	436,51	4,1058
S	E	56	1,284	974,65	3,8874	789,98	4,9219	435,42	4,2744
	DC	57	1,206	976,20	3,6111	790,24	4,5455	436,72	3,9031

Tab. 16: Resumo dos ajustamentos para BS, usando PS.

		NPA	σ^2_0	X(3531)	DP ²	Y(-4389)	DP ²	Z(-2962)	DP ²
B	AM	123	1,022	463,07	1,9553	132,79	2,1600	897,56	2,7301
K	E	123	1,018	463,07	1,9447	132,65	2,1483	897,63	2,7152
	DC	123	1,012	463,21	1,9342	132,89	2,1372	897,47	2,7029
	AM	123	1,030	462,80	1,9715	132,47	2,1779	897,37	2,7521
B	E	123	1,032	462,78	1,9768	132,44	2,1826	897,49	2,7585
	DC	123	1,136	462,89	1,9333	132,61	2,1361	897,34	2,7008
	AM	123	1,051	462,57	2,0101	132,56	2,2185	897,56	2,8039
H	E	123	1,042	462,56	1,9981	132,37	2,2050	897,65	2,7854
	DC	123	1,016	462,82	1,9440	132,46	2,1476	897,39	2,7146
	AM	122	1,223	465,13	2,3779	134,80	2,6600	899,42	3,3262
S	E	122	1,201	464,97	2,3400	134,52	2,5641	899,75	3,2450
	DC	120	1,221	465,03	2,4413	134,93	2,6800	899,59	3,3609

Tab. 17: Resumo dos ajustamentos para ES, usando PS.

		NPA	σ^2_0	X(3632)	DP ²	Y(-4437)	DP ²	Z(-2784)	DP ²
B	AM	103	1,004	278,63	2,2103	896,34	2,4819	158,75	3,7307
K	E	103	0,994	278,77	2,1840	896,50	2,4527	158,60	3,6899
	DC	103	0,992	278,60	2,1765	896,67	2,4444	158,68	3,6792
	AM	102	0,996	278,51	2,2084	896,28	2,4958	158,60	3,7252
B	E	102	0,982	278,65	2,1738	896,43	2,4571	158,45	3,6709
	DC	102	0,980	278,47	2,1675	896,61	2,4500	158,54	3,6622
	AM	103	1,002	278,25	2,2112	896,05	2,4815	158,77	3,7246
H	E	103	0,994	278,44	2,1894	896,15	2,4576	158,63	3,6933
	DC	103	0,990	278,26	2,1785	896,33	2,4455	158,71	3,6765
	AM	101	1,128	280,58	2,5209	897,58	2,8825	160,03	4,2620
S	E	101	1,141	280,65	2,5526	897,75	2,9189	159,87	4,3157
	DC	102	1,111	280,22	2,4657	898,09	2,7832	160,02	4,1564

Tab. 18: Resumo dos ajustamentos para VG, usando PS.

		NPA	σ^2_0	X(3648)	DP ²	Y(-4480)	DP ²	Z(-2693)	DP ²
B	AM	356	0,828	590,95	0,33402	986,36	0,35233	036,93	0,57309
K	E	356	0,826	591,01	0,33339	986,37	0,35168	036,98	0,57207
	DC	356	0,826	591,02	0,33303	986,33	0,35124	036,91	0,57136
B	AM	355	0,837	590,67	0,33874	985,97	0,35772	036,05	0,58165
	E	355	0,835	590,73	0,33839	985,98	0,35736	036,09	0,58099
	DC	355	0,839	590,70	0,34029	985,96	0,35967	036,25	0,58386
H	AM	355	0,826	590,45	0,33522	985,57	0,35360	036,42	0,57439
	E	355	0,824	590,51	0,33445	985,65	0,35279	036,46	0,57285
	DC	355	0,828	590,46	0,33595	985,58	0,35433	036,39	0,57537
S	AM	355	0,947	594,45	0,39676	989,80	0,42074	044,22	0,66616
	E	355	0,945	594,40	0,39511	989,85	0,41880	044,15	0,66393
	DC	355	0,947	594,54	0,39624	989,78	0,42028	044,18	0,66633

Tab. 19: Resumo dos ajustamentos para PP, usando ME.

		NPA	σ^2_0	X (3527)	DP ²	Y(-4429)	DP ²	Z(-2928)	DP ²
B	AM	341	0,828	565,88	0,34523	020,45	0,35637	074,53	0,55570
K	E	341	0,826	565,94	0,34458	020,46	0,35570	074,58	0,55471
	DC	341	0,826	565,95	0,34421	020,43	0,35527	074,52	0,55403
B	AM	340	0,837	565,61	0,35005	020,24	0,36174	073,67	0,56401
	E	340	0,835	565,67	0,34967	020,06	0,36136	073,71	0,56337
	DC	340	0,839	565,62	0,35158	020,02	0,36364	073,84	0,56612
H	AM	340	0,826	565,37	0,34644	019,66	0,35755	074,03	0,55696
	E	340	0,824	565,44	0,34563	019,73	0,35672	074,07	0,55546
	DC	340	0,828	565,38	0,34722	019,66	0,35830	074,01	0,55792
S	AM	341	0,947	569,09	0,41012	024,29	0,42544	081,62	0,64601
	E	341	0,945	569,05	0,40846	024,35	0,42352	081,55	0,64389
	DC	341	0,947	569,19	0,40956	024,25	0,42498	081,58	0,64618

Tab. 20: Resumo dos ajustamentos para CC, usando ME.

	NPA	σ^2_0	X(3742)	DP ²	Y(-4335)	DP ²	Z(-2799)	DP ²	
B	AM	42	0,828	814,24	0,39454	345,07	0,41147	878,18	0,58593
K	E	42	0,826	814,28	0,39372	345,09	0,41068	878,24	0,58487
	DC	42	0,826	814,29	0,39345	345,03	0,41027	878,15	0,58419
B	AM	42	0,837	813,88	0,39976	344,69	0,41758	877,29	0,59459
	E	42	0,835	813,92	0,39926	344,71	0,41711	877,33	0,59390
	DC	42	0,839	813,95	0,40193	344,66	0,41991	877,49	0,59689
H	AM	42	0,826	813,75	0,39550	344,24	0,41276	877,66	0,58718
	E	42	0,824	813,82	0,39454	344,32	0,41178	877,71	0,58560
	DC	42	0,828	813,74	0,39654	344,22	0,41371	877,62	0,58823
S	AM	42	0,947	818,87	0,47876	348,13	0,49223	885,50	0,69340
	E	42	0,945	818,80	0,47774	348,18	0,49013	885,42	0,68111
	DC	42	0,947	818,88	0,47799	348,09	0,49152	885,32	0,68485

Tab. 21: Resumo dos ajustamentos para TD, usando ME.

	NPA	σ^2_0	X(3780)	DP ²	Y(-4364)	DP ²	Z(-2701)	DP ²	
B	AM	55	0,828	968,47	0,32970	784,37	0,37408	431,85	0,57521
K	E	55	0,826	968,54	0,32908	784,37	0,37338	431,90	0,57418
	DC	55	0,826	968,54	0,32873	784,35	0,37292	431,85	0,57347
B	AM	54	0,837	968,14	0,33374	784,00	0,37992	430,97	0,58410
	E	54	0,835	968,20	0,33341	784,02	0,37954	431,01	0,58344
	DC	54	0,839	968,17	0,33526	784,03	0,38198	431,18	0,58632
H	AM	54	0,826	967,99	0,33078	783,58	0,37566	431,36	0,57681
	E	54	0,824	968,05	0,33004	783,65	0,37481	431,40	0,57527
	DC	54	0,828	967,99	0,33156	783,58	0,37645	431,32	0,57779
S	AM	55	0,947	972,82	0,39331	787,26	0,44716	439,20	0,66914
	E	55	0,945	972,76	0,39153	787,32	0,44506	439,13	0,66606
	DC	55	0,947	972,90	0,39259	787,24	0,44662	439,17	0,66924

Tab. 22: Resumo dos ajustamentos para BS, usando ME.

		NPA	σ^2_0	X(3531)	DP ²	Y(-4389)	DP ²	Z(-2982)	DP ²
B	AM	120	0,828	461,99	0,34609	132,89	0,36273	897,60	0,55291
K	E	120	0,826	462,05	0,34544	132,90	0,36206	897,65	0,55192
	DC	120	0,826	462,06	0,34507	132,87	0,36162	897,58	0,55124
	AM	120	0,837	461,71	0,35092	132,49	0,36820	896,73	0,56118
B	E	120	0,835	461,76	0,35055	132,50	0,36782	896,77	0,56054
	DC	120	0,839	461,74	0,35252	132,50	0,37018	896,93	0,56331
	AM	120	0,826	461,48	0,34728	132,09	0,36394	897,09	0,55416
H	E	120	0,824	461,55	0,34648	132,17	0,36310	897,14	0,55268
	DC	120	0,828	461,49	0,34806	132,10	0,36470	897,07	0,55512
	AM	121	0,947	465,48	0,41160	136,73	0,43306	904,70	0,64299
S	E	121	0,945	465,43	0,40991	136,79	0,43109	904,63	0,64087
	DC	121	0,947	465,57	0,41102	136,70	0,43259	904,65	0,64316

Tab. 23: Resumo dos ajustamentos para ES, usando ME.

		NPA	σ^2_0	X(3632)	DP ²	Y(-4437)	DP ²	Z(-2784)	DP ²
B	AM	101	0,828	278,27	0,33617	898,46	0,35810	154,54	0,56689
K	E	101	0,826	278,34	0,33555	898,47	0,35744	154,59	0,56588
	DC	101	0,826	278,34	0,33519	898,43	0,35700	154,52	0,56519
	AM	101	0,837	277,98	0,34088	898,06	0,36354	153,66	0,57535
B	E	101	0,835	278,04	0,34054	898,08	0,36317	153,70	0,57470
	DC	101	0,839	278,01	0,34250	898,06	0,36553	153,86	0,57755
	AM	101	0,826	277,77	0,33733	897,67	0,35934	154,03	0,56816
H	E	101	0,824	277,84	0,33657	897,74	0,35853	154,08	0,56664
	DC	101	0,828	277,77	0,33810	897,67	0,36010	154,00	0,56914
	AM	100	0,947	282,00	0,39969	902,04	0,42773	161,86	0,65905
S	E	100	0,945	281,95	0,39797	902,09	0,42574	161,79	0,65684
	DC	100	0,947	282,11	0,39911	902,01	0,42725	161,82	0,65921

Tab. 24: Resumo dos ajustamentos para VG, usando ME.

4.3 - ANÁLISE DE PRECISÃO

A análise da precisão será abordada de duas maneiras: a primeira é verificar qual combinação entre modelo de correção à refração e tipo de dado atmosférico apresenta melhor qualidade; a segunda, se estatisticamente existe diferença entre as soluções, e em caso afirmativo, determinar qual é esta solução.

4.3.1 - Solução de melhor qualidade

O conceito de melhor qualidade, neste caso, tem o sentido de expressar o menor valor referente à variância dos parâmetros. Isto deve-se ao fato de que o processo de ajustamento pelo Método dos Mínimos Quadrados garante uma solução de variância mínima, ou seja, o traço da matriz variância-covariância terá o menor valor. No caso das soluções seguindo o modelo matemático referente à ponto-simples, o somatório é distinto para cada estação, o que não ocorre no cálculo multi-estação, pois a solução requer a simultaneidade de todas as estações.

As tabelas 25 a 31 sintetizam os traços das matrizes variâncias-covariâncias (MVC) dos parâmetros para as estações, obtidas dos vários ajustamentos realizados.

modelo	dados	AM	ET	DC
BK		1,481	1,492	1,490
B		1,532	1,541	1,712
H		1,510	1,516	1,513
S		1,956	1,964	1,938

Tab. 25: Traços das MVC para PP.

modelo	dados	AM	ET	DC
BK		1,874	1,843	1,865
B		2,325	2,305	2,445
H		2,308	2,299	2,454
S		2,366	2,333	2,345

Tab. 26: Traços das MVC para CC.

modelo	dados	AM	ET	DC
BK		35,018	34,283	34,971
B		35,337	35,461	36,835
H		35,679	35,720	35,400
S		44,207	46,428	43,083

Tab. 27: Traços das MVC para TD.

modelo	dados	AM	ET	DC
BK		10,606	10,595	10,725
B		10,825	10,838	11,088
H		11,034	11,112	11,178
S		12,564	13,084	12,060

Tab. 28: Traços das MVC para BS.

modelo	dados	AM	ET	DC
BK		6,845	6,808	6,774
B		6,902	6,918	6,770
H		7,033	6,989	6,806
S		8,364	8,149	8,482

Tab. 29: Traços das MVC para ES.

modelo	dados	AM	ET	DC
BK		8,423	8,327	8,300
B		8,429	8,302	8,280
H		8,417	8,340	8,301
S		9,665	9,787	9,405

Tab. 30: Traços das MVC para VG.

modelo	dados	AM	ET	DC
BK		7,711	7,696	7,687
B		7,824	7,815	7,859
H		7,733	7,714	7,749
S		9,103	9,069	9,099

Tab. 31: Traços das MVC para ME.

Analisando as tabelas, tomando-se em ordem crescente os traços das MVC para cada estação e a do ajustamento simultâneo, pode-se concluir que o modelo de melhor desempenho é o BK; os modelos B e H, bastante homogêneos quanto aos resultados, superam o modelo S. Relativamente ao tipo de dado meteorológico, não se pode distinguir uma melhor opção, visto que os resultados são bastante homogêneos. Esta informação já deixa entrever, de maneira bastante intuitiva, que não existe uma melhor associação entre o modelo de refração e o tipo de dado usado.

4.3.2 - Teste de Bartlett

Tendo-se variâncias amostrais referentes à populações normalmente distribuídas e independentes, pode-se testar a hipótese de que todas as variâncias são iguais. Rejeitada esta hipótese, tem-se que pelo menos uma das variâncias não está compatível dentro do conjunto:

$$H_0 : S^2_1 = S^2_2 = \dots = S^2_k, \quad k=1, n ;$$

$$H_1 : \text{pelo menos } S^2_l \neq S^2_1, \quad l=1, n \text{ sendo } k \neq l .$$

Dependendo do tamanho das amostras, aplica-se o teste de Cockran ou Bartlett. O teste de Cockran está definido para as amostras que têm o mesmo tamanho, enquanto o teste de Bartlett tem o seu emprego quando as amostras são de diferentes tamanhos^{/124/}, caso deste trabalho.

O teste está baseado na estatística Qui-Quadrado, sendo unilateral à direita, ou seja:

$$\chi^2_{k-1} > \chi^2_{k-1, \alpha} ; \quad (86)$$

onde: k = quantidade de amostras;

α = nível de significância, neste trabalho igual a 10%.

A estimativa para a estatística segue a expressão:

$$\chi^2_{k-1} = \frac{2,3026}{C} \left[(n - k) \log \frac{\sum_{i=1}^k \nu_i s^2_i}{n - k} - \sum_{i=1}^k \nu_i \log s^2_i \right]; \quad (87)$$

onde: $n = \sum_{i=1}^k n_i;$

n_i = tamanho da i -ésima amostra;

$\nu_i = n_i - 1;$

s^2_i = variância da i -ésima amostra;

$$C = 1 + \frac{1}{3(k-1)} \cdot \left(\sum_{i=1}^k \frac{1}{\nu_i} - \frac{1}{n-k} \right). \quad (88)$$

A tabela 32 sintetiza os processamentos de todas as estações para as coordenadas X, Y, Z. Estes valores, comparados com $\chi^2_{11,0.10} = 17,275$, indicarão quais estações, e em que coordenadas terão, pelo menos, uma variância de valor significativamente diferente.

Pela análise da referida tabela, somente as estações de Pedra Preta e Cerro Chato contém diferença entre variâncias referentes às coordenadas X, Y, Z, quando calculadas por ponto-simples. Uma explicação plausível para esta situação baseia-se nos seguintes fatos:

- a) quanto maior for o tamanho das amostras, maior a probabilidade das estimativas retratarem o valor populacional das estatísticas condideradas, ou seja, o intervalo associado a possível diferença entre estimativas é reduzido;
- b) o modelo de cálculo multi-estação, especialmente por minimizar diversas influências de origem sistemática, homogeneiza de maneira bastante significativa as amostras, compatibilizando mais os resultados.

		Ponto-simples	Multi-estação
P P	X	29,915	11,157
	Y	30,724	11,834
	Z	28,282	8,555
C C	X	19,767	10,735
	Y	19,553	11,346
	Z	24,971	8,222
T D	X	1,892	1,659
	Y	2,338	1,392
	Z	2,605	1,039
B S	X	1,410	1,782
	Y	1,519	1,803
	Z	1,528	1,300
E S	X	5,476	3,824
	Y	5,464	3,990
	Z	5,115	2,904
V G	X	2,255	3,153
	Y	2,683	3,320
	Z	2,277	2,396

Tab. 32: Resultados para o teste de Bartlett.

Notada a desigualdade de variâncias entre as amostras, restaria determinar quais soluções destoam do conjunto. A comparação de todas as variâncias, feita através de uma combinação duas a duas, pode acarretar dificuldades quanto às conclusões, visto que quanto maior for o número de comparações, maior também a probabilidade de ocorrer rejeições, distorcendo desta maneira o nível de significância adotado. Tal problema é semelhante ao que se apresenta na comparação de várias médias /125/. Na falta de um método mais adequado, irá se aplicar a comparação binária de variâncias, só que fixando os modelos de refração numa primeira sequência de testes; em uma segunda fase, serão fixados os dados atmosféricos.

4.3.3 - Comparação de duas variâncias

De acordo com Neto (126), a estatística F , definida na distribuição de Snedecor, permite um teste bem simples à respeito da igualdade entre duas variâncias. Dadas duas populações normais, as estimativas referentes à estatística σ^2 podem ser testadas bilateralmente com relação às hipóteses:

$$H_0 : \sigma^2_1 = \sigma^2_2 \quad ; \quad H_1 : \sigma^2_1 \neq \sigma^2_2 . \quad (89)$$

Tomando-se o nível de significância α igual à 10%, aceita-se a hipótese básica H_0 se a estimativa de F for menor que $F_{\nu_1, \nu_2, \alpha/2}$. F é dada pela expressão:

$$F = \frac{\text{máx} (s^2_1, s^2_2)}{\text{mín} (s^2_1, s^2_2)} . \quad (90)$$

Com o intuito de comprovar a validade deste procedimento, serão testadas todas as estações, e os resultados comparados com a resposta do teste de Bartlett.

Um problema para a consecução da comparação de variâncias aos pares é a determinação de $F_{\nu_1, \nu_2, \alpha/2}$, pois a maioria das tabelas estatísticas ficam limitadas à $\nu_1 = \nu_2 = 120$ graus de liberdade. Contudo é possível, através de uma relação entre as estatísticas F e χ^2 , estimar $F_{\nu_1, \nu_2, \alpha/2}$, para ν_1 e ν_2 maiores que 120. Baseado em um resultado do cálculo de probabilidades conhecido como a Lei Forte dos Grandes Números temos que, quando ν_2 tende ao infinito, a distribuição de F_{ν_1, ν_2} tende à de $(\chi^2_{\nu_1}) / \nu_1$ (127).

$$F_{\nu_1, \infty} = \frac{\chi^2_{\nu_1}}{\nu_1} . \quad (91)$$

Se a estatística χ^2 não se encontrar tabelada para graus de liberdade maiores que trinta, a sua estimativa aproximada poderá ser obtida pela seguinte expressão /128/:

$$\chi^2_{\nu} \approx \nu \left(1 - \frac{2}{9\nu} + z \left(\frac{2}{9\nu} \right)^{1/2} \right)^3 ; \quad (92)$$

onde: ν = graus de liberdade;

z = estimativa da variável da curva normal reduzida, para a probabilidade desejada do χ^2 .

A variável z tem o valor 1,645, pois mesmo sendo $\alpha = 10\%$, a estatística F é referente à um teste bilateral, ou seja, tem-se a probabilidade igual a 95%.

Realizados os testes, comprovou-se que as estações de Três Divisas, Bocaiúva do Sul, Esmeralda e Vera Guarani, independentemente do modelo de refração ou tipo de dado meteorológico, calculadas em ponto-simples ou multi-estação, não apresentam desigualdade entre as variâncias. Entretanto, as estações de Pedra Preta e Cerro Chato, contrariando o resultado do teste de Bartlett, apresentaram diferença entre variâncias para a solução em multi-estação. Provavelmente esta constatação deve-se ao fato de se ter tomado os graus de liberdade em ν_2 como infinito, pois ν_1 apresenta diferença máxima de três unidades em relação a ν_2 . Tomando-se como valor balisador a estimativa 1,35 para a estatística $F_{120,120,0,05}$, pois se aproxima mais do tamanho das amostras do que considerá-las como ∞ , realizou-se nova investigação para as estações de interesse. Para a solução em multi-estação, a relação (90) apresenta valor máximo igual a 1,198, portanto, significativamente inferior a 1,35. No que tange à solução por ponto-simples, verificou-se que:

- a) para as duas estações, Pedra Preta e Cerro Chato, já levando em consideração as variâncias das coordenadas X, Y, Z, o valor máximo para F foi 1,13 quando se testou a diferença de dados meteorológicos para um mesmo modelo de refração;
- b) a estação de Cerro Chato, para as variâncias das coordenadas X, Y, Z, apresenta um valor médio para F igual a 1,02 entre os modelos B, H, S. Quando estes modelos são comparados com o modelo BK, a estimativa para F chega a um valor médio igual a 1,26;
- c) a estação de Pedra Preta, para as variâncias das coordenadas X, Y, Z, quando fixos os dados AP e ET, apresenta a estatística F com um valor médio igual a 1,30 para as comparações do modelo S em relação aos outros; entre os modelos BK, B e H, o F médio é igual a 1,02. Em relação aos dados meteorológicos coletados em campo, a comparação entre os modelos BK e H teve um F médio igual a 1,02; as comparações do modelo B com o restante apresentam um F médio igual a 1,14; finalmente, o modelo S destoa dos modelos BK e H segundo um F médio igual a 1,29.

Das observações feitas conclui-se, com certas reservas, que não existe diferença de variâncias quando se emprega diferentes dados meteorológicos para um mesmo modelo. A diferença de variâncias detectada pelo teste de Bartlett, no caso da estação Cerro Chato, deve se basear na falta de homogeneidade entre o modelo BK para os outros. Verifica-se que, nominalmente, este modelo apresenta sempre menores variâncias em relação aos demais. Considerando a estação Pedra

Preta, constata-se um comportamento análogo para os dados AM e ET, em que o modelo S destoa visivelmente dos outros. Neste caso, S apresenta, nominalmente, variâncias maiores em relação aos outros modelos. Quando se emprega os dados do tipo DC, os modelos BK e H têm resultados homogêneos, o modelo B destoa do conjunto de modo mais evidente, e o modelo S apresenta diferença significativa em relação a BK e H.

Uma justificativa plausível para os resultados encontrados na estação PP, no tocante ao comportamento das combinações entre tipos de dados meteorológicos e modelos de correção à refração, é difícil de se emitir. Já que não existe diferença acentuada de graus de liberdade, supõem-se problemas de ruídos nas observações, condições atmosféricas particulares na estação, entre outras.

4.3.4 - Determinação do intervalo para σ^2

Com relação aos problemas existentes quando da comparação de variâncias duas a duas, sentiu-se a necessidade de maiores subsídios quanto à qualidade dos processamentos feitos, de maneira à inferir conclusões mais confiáveis. Mediante algumas hipóteses, a criação de um intervalo segundo um nível de confiança apropriado deverá complementar o estudo das variâncias, referentes às coordenadas para os diversos testes realizados. Para tanto considera-se que:

- a) as coordenadas, bem como suas variâncias, geradas em todos os testes para cada estação, pertencem à mesma população. De outro modo, cada resultado funcionará como amostra distinta, provinda de populações distintas;

b) como o interesse é verificar se existe diferença entre as variâncias, supõem-se que para determinado α o intervalo estimado à partir do valor médio das variâncias deverá conter todas as variâncias;

c) o nível de significância é igual a 10%.

Será determinado um intervalo para todas as estações, a exemplo do teste anterior, com o intuito de verificar e comprovar a validade da metodologia. É claro que as considerações feitas irão degenerar o nível de confiança; contudo, como não existe diferença significativa nos graus de liberdade entre os testes, é de se esperar compatibilidade entre os resultados.

O fato de se determinar um intervalo a partir de um valor médio justifica-se por ser a média uma medida de localização central, onde os valores limites exercem forte influência no seu valor, principalmente quando destoam bastante do conjunto e a amostra é pequena, caso deste trabalho.

Assim sendo, espera-se que somente um valor significativamente diferente do conjunto não deverá estar contido no intervalo, pois a probabilidade para que tal ocorra é de 10%. De acordo com Neto/¹²⁹/, o intervalo é estimado baseado na estatística χ^2 , segundo a forma:

$$\frac{(n - 1) S^2}{\chi^2_{n-1, \alpha/2}} \leq \sigma^2 \leq \frac{(n - 1) S^2}{\chi^2_{n-1, 1 - \alpha/2}} ; \quad (93)$$

onde: n = tamanho da amostra, no caso igual a 12;

S^2 = variância amostral, no caso a média entre as amostras;

χ^2 = estatística qui-quadrado.

Ao término da construção dos intervalos, e verificação se as variâncias das coordenadas X, Y, Z estavam todas contidas no mesmo, tem-se que:

- a) somente as estações de PP e CC, no cálculo relativo à ponto-simples, tiveram valores de variância, tanto para X, Y, Z, que não estavam contidas no intervalo;
- b) para a estação de PP as variâncias das coordenadas X, Y, Z associadas ao modelo S, para todos os tipos de dados meteorológicos, extrapolaram o limite superior do intervalo;
- c) para a estação CC o modelo que destoou dos demais, extrapolando o limite inferior foi o BK, de modo análogo a informação constante no item (b).

Deste modo, as evidências à respeito dos testes realizados permitem concluir que:

- a) não existe diferença entre as variâncias para o cálculo em multi-estação, considerando que as hipóteses feitas nos sub-títulos 4.3.3 e 4.3.4 não degeneraram os resultados;
- b) as diferenças entre as variâncias, quando obtidas por cálculo segundo o modelo ponto-simples, aparecem quando existe grande número de graus de liberdade, e em relação ao modelo de correção de refração;
- c) os modelos que destoaram, BK e S, têm valor nominal para as variâncias menor e maior, respectivamente, em relação à todo o conjunto.

4.4 - ANÁLISE DAS MÉDIAS - ANOVA

A análise das coordenadas será feita levando-se em con-

sideração a simultaneidade do conjunto de doze soluções, já justificado no ítem (4.3.3), em que se irá procurar verificar alguma diferença entre as soluções. Verificada a diferença, a detecção da solução não compatível será feita empregando-se o teste de Scheffé. O método utilizado para analisar as médias é conhecido como Análise de Variância - ANOVA.

A abordagem que será dada não tem a pretensão de esgotar ou suprir todas as necessidades para o perfeito entendimento do processo. Vai se limitar a apresentar alguns conceitos básicos para a aplicação neste trabalho. Inicialmente desenvolvido pelo estatístico Fisher, de acordo com Neto /130/, a ANOVA "é um método suficientemente poderoso para poder identificar diferenças entre as médias populacionais devidas à várias causas, atuando simultaneamente sobre os elementos da população".

O emprego da ANOVA está condicionado a determinadas hipóteses, visto ser ela dependente de um modelo estatístico apropriado:

- a) que as populações consideradas tenham a mesma variância.

Esta hipótese é pouco provável de existir, pois cada método ou instrumento de medida, quase certamente, gera variações de diferentes magnitudes.

- b) que a variável de interesse tenha distribuição normal para todas as populações.

Outra hipótese que nem sempre pode existir. Sabe-se que vários experimentos seguem outras distribuições que não a normal; contudo, a hipótese justifica à aplicação de certos testes estatísticos utilizados no processo.

A dificuldade em suprir as hipóteses vistas anteriormente, e no caso deste trabalho já comprovada uma delas pela análise da precisão, pelo menos no que tange a solução ponto - simples, assim como outras que não foram abordadas não invalida o processo, pois o mesmo sendo "robusto" apresentará resultados razoavelmente aproximados.

4.4.1 - Modelos

O estabelecimento de critérios a serem investigados pelo processo de ANOVA, para uma dada variável, pressupõem a construção de um modelo estocástico apropriado.

Na medida em que um número maior de critérios aplicados aos elementos de interesse deverão ser analisados, e as amostras das populações tiverem tamanhos diferentes, o modelo vai se tornando bem mais complexo. Pode-se diferenciar três diferentes tipos de modelos: fixo, aleatório ou misto.

O modelo fixo considera que todas as possibilidades de tratamentos inerentes a determinado critério foram aplicados aos elementos em estudo; o modelo aleatório é aquele que considera uma amostra randômica dos possíveis tratamentos; o modelo é dito misto quando coexistirem os modelos fixo e aleatório em uma mesma análise. Quando se tem dois ou mais critérios (também é empregado o termo classificações), tem-se ainda que considerar a probabilidade de existir interação entre os tratamentos. O conceito de interação pode ser compreendido pela existência de correlação entre alguns tratamentos referentes aos critérios adotados, só podendo ser avaliado quando se tem mais de um elemento para cada combinação de classificação ou tratamento. Dependendo do modelo de trabalho, deve-se fazer hipóteses adicionais quanto à inte-

ração, para validade dos testes feitos pela ANOVA.

No presente trabalho, o modelo se adequa ao do tipo aleatório, já que:

- a) o programa GEODOPV não possui todos os modelos de correção de refração existentes;
- b) o programa está preparado para receber dados de atmosfera média - são constantes no programa; arquivos de dados externos - dados coletados em campo pelos operadores, ou estimados; ou arquivos internos - dados registrados por sensores meteorológicos associados ao rastreador. Por não se possuir esses últimos, caracteriza-se uma amostra dos possíveis tipos de dados meteorológicos.

A ANOVA, se confirmada a hipótese de que todas as médias são compatíveis, permite a estimação, de várias maneiras, da variância representativa a todas as populações. De acordo com o modelo usado, esta estimação tem menos ou mais componentes.

Os testes para verificar a existência ou não de diferença entre médias se baseia exatamente nestas estimativas, sendo calculadas as estatísticas F necessárias função do modelo de trabalho.

4.4.2 - Quadro para ANOVA

Com o intuito de facilitar e permitir uma boa visualização do método, recomenda-se a confecção de um quadro. As expressões que serão apresentadas, algumas sem demonstração, foram deduzidas por analogia às expressões dadas por Neto¹³¹, pelas seguintes razões:

- a) não se dispunha do mesmo número de elementos para cada tratamento;

b) trabalhar com todos os elementos seria de extrema dificuldade, pois o número de elementos é bastante grande.

Para tanto assumiu-se que o valor final ajustado das coordenadas e o desvio padrão estão associados ao valor médio (\bar{x}) e desvio padrão da média (DP), respectivamente. A maior dificuldade encontrada foi quanto ao valor do somatório total dos quadrados dos elementos. Para se obter este valor, assumiu-se que:

a) o desvio padrão, já que o tamanho da amostra pode ser considerado grande - $n > 30$, é igual a:

$$DP = \left(\frac{\sum (\bar{x} - x)^2}{n} \right)^{1/2} ; \quad (93)$$

b) a média é igual a:

$$\bar{x} = \frac{\sum x}{n} . \quad (94)$$

Desenvolvendo a relação $(\bar{x} - DP)^2 + (\bar{x} + DP)^2$, tem-se que:

$$\bar{x}^2 - 2\bar{x} DP + DP^2 + \bar{x}^2 + 2\bar{x} DP + DP^2 ; \\ 2\bar{x}^2 + 2DP^2 .$$

Substituindo-se \bar{x} e DP por (93) e (94), vem que:

$$2\bar{x}^2 + \frac{2 \sum (\bar{x} - x)^2}{n} ; \\ 2\bar{x}^2 + \frac{2 \sum \bar{x}^2}{n} - \frac{4 \sum \bar{x} x}{n} + \frac{2 \sum x^2}{n} ; \\ 2\bar{x}^2 + \frac{2 \bar{x}^2}{n} - \frac{4 \bar{x}^2}{n} + \frac{2 \sum x^2}{n} ;$$

$$2 \bar{x}^2 = \frac{2 \bar{x}^2}{n} + \frac{2 \sum x^2}{n^2} ;$$

$$\frac{(n-1) 2 \bar{x}^2}{n} + \frac{2 \sum x^2}{n^2} ;$$

$$\frac{2 \sum x^2}{n^2} = [(\bar{x} - DP)^2 + (\bar{x} + DP)^2] - \frac{(n-1)}{n} 2 \bar{x}^2 ;$$

$$\sum x^2 = \frac{n^2}{2} [(\bar{x} - DP)^2 + (\bar{x} + DP)^2] - n(n-1) \bar{x}^2 . \quad (95)$$

Desta forma, considerando-se as aproximações feitas, o quadro relativo à ANOVA toma o seguinte aspecto:

Fonte de Variação	Soma de Quadrados	Graus de Liberdade	Quadrado médio	F	$F_{\nu_1, \nu_2, \alpha}$
Entre linhas	S _{QL}	L = l-1	S ² _l = S _{QL} /L	F _l = S ² _l /S ² _r	F _{l, j, α}
Entre colunas	S _{QC}	K = k-1	S ² _c = S _{QC} /K	F _c = S ² _c /S ² _r	F _{c, j, α}
Interação	S _{QI} = S _{QT} - S _{QL} - S _{QC}	I = L K	S ² _i = S _{QI} /I	F _i = S ² _i /S ² _r	F _{i, j, α}
Entre tratamentos	S _{QT}	M = lk-1	S ² _t = S _{QT} /M	F _t = S ² _t /S ² _r	F _{t, j, α}
Residual	S _{QR} = S _{QT} - S _{QT}	J = N-M	S ² _r = S _{QR} /J	---	---
Total	S _{QT}	N = ∑ n - 1	S ² _t = S _{QT} /N	---	---

Fig. 07: Quadro para ANOVA.

As siglas usadas na figura 07 têm o seguinte sentido matemático:

$$S_{QL} = \sum_{i=1}^l [(\sum_{j=1}^k E_{ij} \cdot n_{ij})^2 / \sum_{j=1}^k n_{ij}] - A ; \quad (96)$$

$$S_{QC} = \sum_{j=1}^k [(\sum_{i=1}^l E_{ij} \cdot n_{ij})^2 / \sum_{i=1}^l n_{ij}] - A ; \quad (97)$$

$$SQTr = \sum_{i=1}^1 \sum_{j=1}^k E_{ij}^2 \cdot n_{ij} - A ; \quad (98)$$

$$SQT = \sum_{i=1}^1 \sum_{j=1}^k [(T_{ij} n_{ij}) / 2 - (n_{ij} - 1) n_{ij} E_{ij}^2] - A ; \quad (99)$$

$$A = \left(\sum_{i=1}^1 \sum_{j=1}^k E_{ij} \cdot n_{ij} \right)^2 / \sum_{i=1}^1 \sum_{j=1}^k n_{ij} ; \quad (100)$$

$$T = (E - DP)^2 + (E + DP)^2 ; \quad (101)$$

onde: l = número de linhas;

k = número de colunas;

E_{ij} = média do i -ésimo j -ésimo tratamento;

n_{ij} = quantidade de elementos do i -ésimo j -ésimo tratamento;

DP = desvio padrão da média de cada tratamento.

Caso exista a presença de interação, verificada quando $F_1 > F_{1,j,\alpha}$, as estatísticas F_1 e F_c devem ser recalculadas, trocando-se S^2_r por S^2_i no denominador das respectivas expressões. Caso contrário, deve-se incluir em SQR a parcela referente SQI , recalculando F_1 e F_c para se testar a diferença entre classificações. Verifica-se facilmente que a parcela devida à $SQTr$ também deixa de existir.

Para os testes, a exemplo de todo o trabalho, foi usado $\alpha = 10\%$. As linhas dizem respeito aos modelos de correção à refração, e as colunas aos tipos de dados atmosféricos.

4.4.3 - Teste de Scheffé

Da mesma forma que foi necessária a realização de testes adicionais para a identificação das soluções que diferiram para as variâncias, já que o teste de Bartlett apenas infor-

mava a existência de soluções incompatíveis, utilizou-se o teste de Scheffé para detectar diferenças entre os critérios estipulados na ANOVA que se mostraram significativas.

Foi utilizado o teste de Scheffé em detrimento do teste de Tukey, devido àquele utilizar alguns valores que já foram calculados na ANOVA, facilitando desta maneira a verificação proposta, bem como poder ser empregado quando se tem amostras de tamanhos diferentes. A desvantagem é a de apresentar menos rigor que o teste de Tukey /132/.

Vale ressaltar que, como se está trabalhando com o modelo aleatório, as comparações feitas para detecção de diferenças entre médias tem significado restrito perante as diversas populações existentes por somente representarem uma amostra deste universo. Entretanto, para um emprego mais elaborado do programa GEODOPV, é de todo interessante a análise dos modelos de refração e dos dados meteorológicos utilizados, daí a consecução do teste.

A expressão utilizada, na sua forma geral, tem a seguinte forma:

$$\Delta = (S^2_r (p - 1) [(1 / n_1) + (1 / n_m)] F_{p-1, \nu_r, \alpha})^{1/2} \quad (102)$$

onde: Δ = diferença máxima permissível entre as amostras;

p = número de linhas ou colunas, conforme a disposição do critério;

$$n_1 = \sum_{i=1}^q n_{1i} ; \quad n_m = \sum_{i=1}^q n_{mi} ;$$

q = número de linhas ou colunas, diferente de p ;

n = quantidade de elementos para cada critério.

4.4.4 - Resultados

As tabelas 33 a 36 sintetizam os resultados provindos da aplicação da ANOVA e do teste de Scheffé. Para melhor entendimento, considere-se as siglas com o seguinte sentido:

DIF.L = diferença entre linhas (ou modelos de correção à refração);

DIF.C = diferença entre colunas (ou tipos de dados meteorológicos);

INT = interação;

DIF.Tr = diferença entre tratamentos (ou combinações entre linhas e colunas);

s = resposta afirmativa;

n = resposta negativa.

O asterisco que aparece na tabela 34 corresponde à única diferença que ultrapassou o valor limite, com o respectivo valor. Entretanto, todas as outras diferenças que continham o modelo S ficaram bem próximas do valor limite.

Fazendo uma análise das tabelas citadas constata-se que:

a) na solução ponto-simples:

- nenhuma estação apresentou diferenças entre colunas (dados meteorológicos), ou interação;

- a diferença entre linhas (modelos) e tratamentos, salvo casos especiais, foi significativa nas estações com grande número de passagens. Neste caso, o modelo que se evidenciou pelo teste de Scheffé foi o de Saastamoinen;

- os modelos que, pela menor diferença entre coordenadas, foram mais homogêneos, são os de Black sem correção de curvatura e Hopfield. Entretanto, não se

pode garantir que são melhores do que o modelo de Black com correção de curvatura. Esta evidência pode estar correlacionada com a tendenciosidade imposta aos valores de coordenadas pela não correção de curvatura, o que é reforçado pela análise de precisão já realizada.

b) na solução multi-estação:

- apresentou resultados bastante homogêneos. Todas as estações mostraram diferença significativa entre linha e tratamento, sendo que a interação e diferença entre colunas se mostraram inexistentes;
- todas as estações apresentaram diferença bem superior para a coordenada Z: a média da diferença para Z é 7,629m, enquanto que para X e Y tem o valor 3,948m;
- análogamente ao resultado em ponto-simples, as menores diferenças se concentraram entre as coordenadas geradas levando em consideração os modelos B e H.

Em virtude dos resultados foi reprocessada a ANOVA e o teste de Scheffé, excluindo o modelo de Saastamoinen. Os resultados, para todas as estações, seja em ponto-simples ou em multi-estação, tiveram diferenças não significativos para interação, entre colunas, linhas e tratamentos. De certa forma o resultado não causa surpresa, pois o modelo de Black foi derivado tomando por base o de Hopfield. A homogeneidade já era evidente no processamento anterior, quando as menores diferenças, quase que totalmente, ocorreram entre estes modelos. A inclusão do efeito de curvatura ao modelo de Black pode não ter sido significativa, devido as observações terem sido coletadas com ângulos de elevação superiores a 15°.

EST.	COORD.	DIF.L	DIF.C	INT	DIF.Tr
P P	X	s	n	n	s
	Y	s	n	n	s
	Z	s	n	n	s
C C	X	s	n	n	s
	Y	s	n	n	s
	Z	s	n	n	n
T D	X	n	n	n	n
	Y	n	n	n	n
	Z	n	n	n	n
B S	X	s	n	n	n
	Y	n	n	n	n
	Z	n	n	n	n
E S	X	n	n	n	n
	Y	n	n	n	n
	Z	n	n	n	n
V G	X	n	n	n	n
	Y	n	n	n	n
	Z	n	n	n	n

Tab. 33: Resultados da ANOVA, solução PS.

EST.	COORD.	modelo que difere	média das diferenças(m)	modelos de menor diferença
P P	X	S	4,154	B - H
	Y	S	6,091	B - H
	Z	S	3,678	BK - H
C C	X	S	2,493	B - H
	Y	S	4,231	B - H
	Z	BK - S (*)	2,190 (*)	B - H
T D	X	—	—	—
	Y	—	—	—
	Z	—	—	—
B S	X	H - S (*)	3,891 (*)	BK - B
	Y	—	—	—
	Z	—	—	—
E S	X	—	—	—
	Y	—	—	—
	Z	—	—	—
V G	X	—	—	—
	Y	—	—	—
	Z	—	—	—

Tab. 34: Resultados para o teste de Scheffé, solução PS.

EST.	COORD.	DIF.L	DIF.C	INT	DIF.Tr
P P	X	S	n	n	S
	Y	S	n	n	S
	Z	S	n	n	S
C C	X	S	n	n	S
	Y	S	n	n	S
	Z	S	n	n	S
T D	X	S	n	n	S
	Y	S	n	n	S
	Z	S	n	n	S
B S	X	S	n	n	S
	Y	S	n	n	S
	Z	S	n	n	S
E S	X	S	n	n	S
	Y	S	n	n	S
	Z	S	n	n	S
V G	X	S	n	n	S
	Y	S	n	n	S
	Z	S	n	n	S

Tab. 35: Resultados da ANOVA, solução ME.

EST.	COORD.	modelo que difere	média das diferenças(m)	modelos de menor diferença
P P	X	S	3,741	B - H
	Y	S	3,836	B - H
	Z	S	7,685	B - H
C C	X	S	3,459	B - H
	Y	S	4,218	BK - H
	Z	S	7,477	B - H
T D	X	S	4,864	B - H
	Y	S	3,463	BK - H
	Z	S	7,672	B - H
B S	X	S	4,595	B - H
	Y	S	3,279	BK - B
	Z	S	7,740	B - H
E S	X	S	3,731	B - H
	Y	S	4,239	B - H
	Z	S	7,487	B - H
V G	X	S	3,980	B - H
	Y	S	3,975	B - H
	Z	S	7,714	B - H

Tab. 36: Resultados para o teste de Scheffé, solução ME.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 - COMENTÁRIOS

Mediante o desenvolvido, pode-se fundamentar algumas conclusões e expor recomendações, de maneira a tornar mais abrangente e consistente o trabalho.

Deve ser incentivado o desenvolvimento de pesquisas correlatas, de modo a poder subsidiar resultados mais rigorosos, e que possibilitem um maior esclarecimento sobre o assunto, pois não se pode deixar de considerar as hipóteses e simplificações que, por muitas vezes, se fizeram necessários para que o trabalho não fugisse do seu objetivo inicial, nem se inviabilizasse tecnicamente.

5.2 - CONCLUSÕES

- a) o emprego de dados referentes a TS, TU e P gerados analiticamente, obtidos de observações coletadas por estações meteorológicas, não acarretam diferenças significativas entre médias (coordenadas) e precisões (variâncias);
- b) as diferenças entre coordenadas e precisões são significativas devido ao modelo de correção a refração, ao modelo de cálculo, bem como da quantidade de observações (contagens Doppler), empregadas;
- c) o modelo de Saastamoinen, pelo menos nas condições ambientais da região de trabalho, deve ser melhor

analisado antes de ser empregado. Não se está considerando a possibilidade de um erro na implementação do algoritmo no GEODOPV;

- d) os modelos de Black sem correção de curvatura e Hopfield fornecem resultados homogêneos;
- e) o limite de duzentas observações atmosféricas, estimadas ou coletadas, aceito pelo programa GEODOPV pode ter influenciado os resultados para as estações PP e CC, função do intervalo usado para a predição, no caso da estimação, ou de valores médios entre as observações, no caso de terem sido coletadas;
- f) a elevada altitude das estações pode estar correlacionada com os resultados obtidos, pois um melhor comportamento da atmosfera é inerente ao aumento de altitude;
- g) o modelo de Black com a correção de curvatura mostrou ser o mais preciso, pois apresentou nominalmente, na maioria dos resultados, valores sempre inferiores para as variâncias;
- h) a coordenada que sofre maior influência na correção de refração é a coordenada z.

5.3 - RECOMENDAÇÕES

- a) que seja incentivado o emprego da metodologia apresentada, já que permite, inclusive, o reprocessamento de estações calculadas sem a correção da refração troposférica;

- b) que seja incentivado nos cursos de Engenharia Cartográfica, e com bastante profundidade no CPGCG, o estudo da ANOVA e métodos de estimação;
- c) que sejam feitos experimentos com estações a baixa, média e alta altitudes, de modo distinto e combinando-as dando maior ênfase ao fenômeno da refração;
- d) que sejam feitos experimentos com relação ao número de passagens, geometria do rastreamento e modelos de posicionamento dando maior ênfase ao fenômeno da refração;
- e) que sejam estudados detalhadamente e testados todos os modelos, a fim de poder adequá-los às particularidades ambientais do país, bem como avaliar o seu comportamento com todo o cálculo;
- f) que o IBGE, por força da legislação vigente, reveja seus valores para os erros permissíveis às observações meteorológicas, se possível realizando comprovação prática ao estudo teórico desenvolvido, objetivando tecnologia para coleta de observações e modelos adequados para os cálculos necessários. Dentro do contexto, procurar estabelecer distinção entre o erro randômico e sistemático, tratando distintamente as grandezas TS, TU e P;
- g) considerando que cada vez mais comprova-se a multidisciplinaridade na evolução do conhecimento, e para que este possa estar mais voltado a nossa realidade, que universidades e instituições, de alguma forma

vinculadas ao desenvolvimento da Engenharia Cartográfica, incrementem estudos conjuntos visando, principalmente, tecnologias modernas, como é o caso do Global Positioning System. O objetivo desta união de esforços é o desenvolvimento de programas dedicados ao posicionamento, compreensão dos erros sistemáticos inerentes ao sistema GPS, entre tantos outros.

APÊNDICE

DEDUÇÃO DA FÓRMULA DE LAPLACE

Mesmo já sendo por demais conhecida, a inclusão da dedução da fórmula de Laplace nesse trabalho é pertinente no intuito de que se tenha acesso imediato aos conhecimentos necessários, assim como às simplificações empregadas.

A dedução está baseada em Jordan /133/, e por isso procurou-se respeitar a sua notação e o seu desenvolvimento lógico, acrescentando o necessário em benefício da clareza.

Para se obter a fórmula de Laplace, na qual tem-se expressa a diferença de altitude em função da diferença de pressão, é necessário apresentar as leis da Neumostática.

- Lei de Mariote

"O volume V de um gás à temperatura constante varia numa razão inversa à pressão P , enquanto que a densidade Δ do gás varia numa razão direta à pressão."

$$\frac{V_0}{V} = \frac{P}{P_0} = \frac{\Delta}{\Delta_0} . \quad (102)$$

O índice traduz estado inicial, e as pressões P e P_0 se referem à qualquer unidade de superfície.

- Lei de Gay-Lussac

"O aquecimento de um gás à pressão constante provoca uma variação em seu volume proporcional à variação de temperatura t ."

$$V = V_0 (1 + \alpha t) . \quad (103)$$

O coeficiente α é conhecido como coeficiente de dilatação do ar, sendo que para uma variação $\Delta t = 1^\circ\text{C}$, α é igual a $1/272,85$. Isto quer dizer que, sob pressão constante, o volume de um gás (perfeito) aumenta de $1/272,85$ do seu valor à 0°C para cada grau de aumento da temperatura.

- Lei de Mariotte-Gay-Lussac

"Um gás tem para uma dada pressão inicial P_0 e temperatura 0°C , um volume V_0 ; se a pressão assume um valor P para uma temperatura T , seu volume V será:

$$V = V_0 \frac{P_0}{P} (1 + \alpha T) . \quad (104)$$

Se a densidade inicial é igual a Δ_0 , sua densidade Δ é dada por:

$$\Delta = \Delta_0 \cdot \frac{P}{P_0} \cdot \frac{1}{1 + \alpha T} . \quad (105)$$

A partir dessas leis, deduz-se a equação de Laplace.

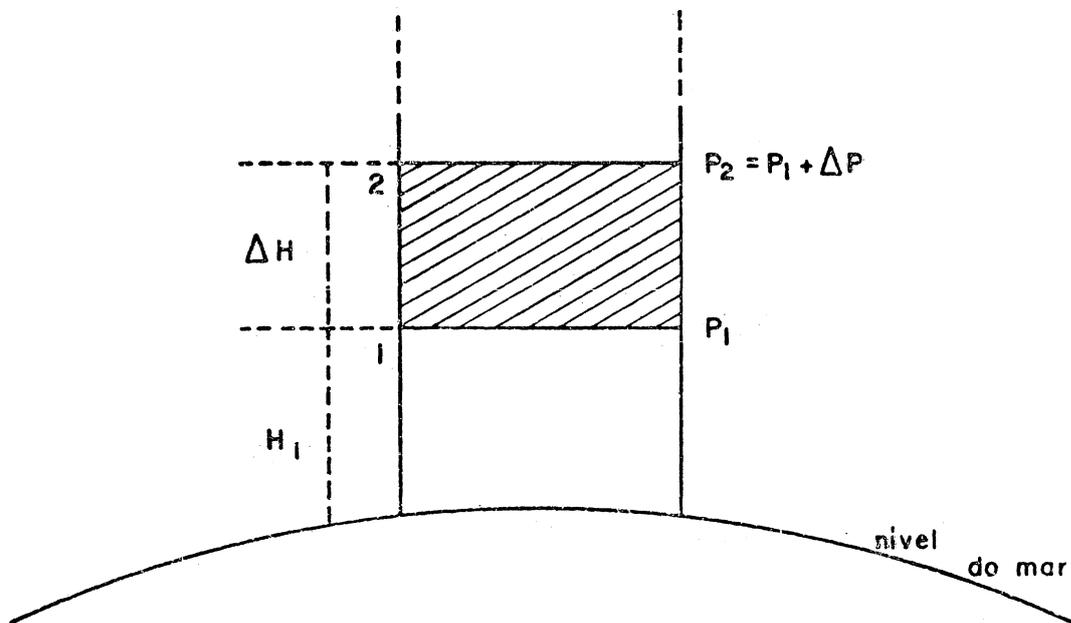


Fig. 08: Geometria para a equação de Laplace.

Seja um cilindro vertical contendo ar, de seção arbitrária igual a unidade, situado sobre a superfície do mar. Seja um ponto qualquer de altitude H_1 com pressão P_1 , e outro ponto de altitude $H_1 + \Delta H$ com pressão $P_1 - \Delta P$, representado na figura 08.

Pela hipótese de ter o cilindro seção unitária, o volume do tronco do cilindro compreendido entre os dois pontos é igual a ΔH ; sua massa, dada por $\Delta \cdot \Delta H$; o peso tem o valor $\Delta \cdot \Delta H \cdot g$. Por ser a pressão atmosférica o peso exercido pela coluna de ar sobre uma superfície, e sua taxa de variação decrescer com o aumento de altitude, tem-se que o valor de ΔP é dado por:

$$\Delta P = - \Delta \Delta H g \quad (106)$$

Substituindo-se a expressão (105) em (106), tem-se:

$$\frac{\Delta P}{P} = - \frac{\Delta_0 \Delta H g}{P_0} \frac{1}{1 + \alpha T} \quad (107)$$

Não se levando em consideração a variação da temperatura função da variação de altitude, toma-se com suficiente aproximação a temperatura t como sendo a média das temperaturas entre os pontos 1 e 2, estabelecendo-se ainda que a força da gravidade em função da altitude H segue a relação:

$$g = g_0 \left(1 - \frac{2H}{r}\right) \quad (108)$$

Na expressão (108), r é o raio terrestre e g_0 a força da gravidade correspondente à $H = 0$ m. Integrando-se à equação (107):

$$\ln P = - \frac{\Delta_0}{P_0} \frac{1}{1 + \alpha T} g_0 \left(H - \frac{H^2}{r}\right) + K$$

Convertendo-se o logarítmo natural para o de base decimal:

$$\frac{\log P}{\mu} = - \frac{\Delta_0}{P_0} \frac{g_0}{1 + \alpha T} \left(H - \frac{H^2}{r} \right) + K ; \quad (109)$$

onde μ = modo logarítmico, cujo valor é igual a 0,4342944818.

A constante de integração K pode ser eliminada a partir da substituição, na expressão (109), de dois pares de valores relativos à pressão e altitude:

$$\begin{aligned} \frac{\log P_2 - \log P_1}{\mu} = & - \frac{\Delta_0}{P_0} \frac{g_0}{1 + \alpha T} \left(H_2 - \frac{H^2_2}{r} \right) + K + \\ & - \left[- \frac{\Delta_0}{P_0} \frac{g_0}{1 + \alpha T} \left(H_1 - \frac{H^2_1}{r} \right) + K \right]; \end{aligned}$$

$$\frac{\log P_2 - \log P_1}{\mu} = - \frac{\Delta_0}{P_0} \frac{g_0}{1 + \alpha T} \left(H_2 - \frac{H^2_2}{r} - H_1 - \frac{H^2_1}{r} \right);$$

$$\frac{\log P_1 - \log P_2}{\mu} = \frac{\Delta_0}{P_0} \frac{g_0}{1 + \alpha T} \left[H_2 - H_1 - \left(\frac{H^2_2 + H^2_1}{r} \right) \right]. \quad (110)$$

Colocando-se a diferença $(H_2 - H_1)$ em evidência na expressão (110), tem-se:

$$H_2 - H_1 = \frac{\log P_1 - \log P_2}{\mu} \frac{P_0}{\Delta_0 g_0} (1 + \alpha T) \left[1 - \frac{H_2 + H_1}{r} \right]^{-1}. \quad (111)$$

Desenvolvendo o último multiplicador em série binomial até o segundo termo, a expressão (111), com suficiente aproximação, pode ser escrita sob a forma:

$$H_2 - H_1 = \frac{\log P_1 - \log P_2}{\mu} \frac{(1 + \alpha T)}{g_0} \frac{P_0}{\Delta_0} \left[1 + \frac{H_2 + H_1}{r} \right]. \quad (112)$$

O valor de g_0 é dado por:

$$g_0 = g_0^{45} (1 - \beta \cos 2\varphi) ; \quad (113)$$

onde: g_0^{45} = força da gravidade para a latitude $\varphi = 45^\circ$;

β = coeficiente, de valor 0,00264.

Substituindo-se a equação (113) na equação (112), usando raciocínio análogo ao empregado para, da equação (111) se chegar à de número (112), e fazendo-se ainda $\Delta H = H_2 - H_1$ e $H = (H_2 + H_1)/2$, tem-se:

$$\Delta H = \frac{\log P_1 - \log P_2}{\mu} \frac{1 + \alpha T}{g_0^{45}} (1 + \beta \cos 2\varphi) \frac{P_0}{\Delta_0} \left(1 + \frac{2H}{r} \right). \quad (114)$$

De modo a tornar prática a equação (114) determina-se o valor de P_0 e Δ_0 , já relacionados entre si pela equação (105).

A pressão exercida por uma coluna de mercúrio de seção unitária, à temperatura de 0°C , ao nível do mar, na latitude de 45° , é igual a:

$$P_0 = 0,76 \cdot q \cdot g_0^{45} ; \quad (115)$$

onde q é a densidade do mercúrio, de valor igual a 13,59593.

Sendo o ar livre uma mistura de ar seco com vapor d'água e pequenas quantidades de ácido carbônico, sua densidade Δ é função da densidade dos elementos que o compõem. O valor constante determinado por Regnault para a densidade inicial

do ar seco (D_0), considerando $T=0^\circ\text{C}$ e $P=760$ mm Hg, é igual a $0,00129277$. Adicionalmente, foi determinada experimentalmente a relação constante entre a densidade inicial do vapor d'água (D_0') e D_0 , sendo da ordem de:

$$D_0' = 0,623 D_0 \quad (116)$$

Sob outras condições atmosféricas, a lei de Dalton estabelece que a pressão (ou tensão) e a densidade da mistura são iguais à soma das pressões e densidades dos componentes, respectivamente. Daí então, pode-se formar a tabela 37.

	Pressão	Densidade
Ar sêco	$p - "e"$	Δ
	P_0	D_0
Vapor d'água	"e"	Δ'
	P_0	D'_0
Ar livre (sem CO_2)	p	$\Delta + \Delta'$
	P_0	Δ'_0

Tab. 37: Pressão e densidade para o ar seco.

Aplicando a lei de Mariote para a mistura e seus componentes:

$$\frac{\Delta}{D_0} = \frac{p - "e"}{P_0} \quad ; \quad (117)$$

$$\frac{\Delta'}{D'_0} = \frac{"e"}{P_0} \quad ; \quad (118)$$

$$\frac{\Delta + \Delta'}{\Delta'_0} = \frac{p}{P_0} \quad . \quad (119)$$

Das expressões (117) e (118) é possível obter-se $\Delta + \Delta'$:

$$\Delta + \Delta' = \frac{D_0}{P_0} (p - "e") + \frac{D'_0}{P_0} ("e")$$

Substituindo-se (116) na expressão anterior, e colocando $(D_0 p)/P_0$ em evidência:

$$\Delta + \Delta' = \frac{D_0 p}{P_0} \left(1 - 0,377 \frac{"e"}{p} \right) \quad (120)$$

Usando as expressões (120) e (119), acha-se o valor Δ'_0 :

$$\Delta'_0 = D_0 \left(1 - 0,377 \frac{"e"}{p} \right) \quad (121)$$

Entretanto, resta ainda considerar a influência do gás carbônico. A tabela 38 resume a lei de Dalton para esta situação, sendo que neste caso e' é a pressão do gás carbônico, e $D_0 [1 - 0,377 ("e"/p)]$ a densidade inicial da mistura ar sêco mais vapor d'água.

	Pressão	Densidade
Ar sêco + vapor	$p - e'$ P_0	Δ_m $D_0 (1 - 0,377 "e"/p)$
Ácido Carbônico	e' P_0	Δ'' D''_0
Ar livre	p P_0	$\Delta_m + \Delta''$ Δ_0

Tab. 38: Pressão e densidade para o ar sêco mais vapor d'água.

Aplicando-se raciocínio análogo ao do desenvolvimento anterior:

$$\frac{\Delta_m}{D_0 [1 - 0,377 ("e''/p)]} = \frac{p - e'}{p_0} ; \quad (122)$$

$$\frac{\Delta''}{D''} = \frac{e'}{p_0} ; \quad (123)$$

$$\frac{\Delta_m + \Delta''}{\Delta_0} = \frac{p}{p_0} ; \quad (124)$$

$$\Delta_m + \Delta'' = \frac{D_0 [1 - 0,377 ("e''/p)] (p - e')}{p_0} + \frac{D'' e'}{p_0} . \quad (125)$$

D'' é diretamente proporcional a D_0 , conforme a relação $D'' = d' D_0$. O valor da constante d' , determinado experimentalmente, é igual a 1,529. Substituindo-o na equação (125), e colocando $(D_0 p)/p_0$ em evidência:

$$\Delta_m + \Delta'' = \frac{D_0 p}{p_0} ([1 - 0,377 ("e''/p)][1 - (e'/p)] + d'(e'/p)) . \quad (126)$$

Determinando Δ_0 através de (124) e (126):

$$\Delta_0 = D_0 ([1 - 0,377 ("e''/p)] [1 - (e'/p)] + d'(e'/p)) .$$

Desenvolvendo o produto entre colchetes, e rearranjando a equação, vem:

$$\Delta_0 = D_0 ([1 - 0,377 ("e''/p)] - (e'/p) [1 - 0,377 ("e''/p)] - d')$$

Com suficiente aproximação, pode-se fazer:

$$\Delta_0 = D_0 [1 - 0,377 ("e''/p)] [1 - (1 - d') (e'/p)] . \quad (127)$$

Considerando que a pressão e' do ácido carbônico no ar livre pode ser considerada constante, a relação (e'/p) tem

para valor muito aproximado 0,0004. Substituindo os valores de D_0 , d' e (e'/p) em (127), tem-se:

$$\Delta_0 = 0,001293044 [1 - 0,377 ("e"/p)] \quad (128)$$

Substituindo-se as equações (115) e (128) na equação (114), fazendo-se as simplificações possíveis e usando mais uma vez o desenvolvimento binomial para o termo entre parênteses da expressão (128), tem-se a fórmula de Laplace em sua forma final, aplicada ao uso de barômetros:

$$\Delta H = 18400 (\log p_1 - \log p_2) (1 + 0,003665T) [1 + (0,00264 \cdot \cos 2\psi)] [1 + 0,377 ("e"/p)] [1 + (2H/r)] ; \quad (129)$$

onde: $"e" = ("e"_{1} + "e"_{2})/2$;

$$p = (P_1 + P_2)/2 \quad .$$

Com a utilização de altímetros, o primeiro produto é substituído por $(H_2 - H_1)$. Analisando a equação (129), observa-se que o primeiro produto representa a diferença de nível "bruta" entre dois pontos, enquanto que os outros quatro fatores representam as correções inerentes à concepção do método, quais sejam:

a) correção devida à variação de temperatura:

$$(1 + 0,003665T) ;$$

b) correção devida à variação de umidade:

$$[1 + 0,377 ("e"/p)] ;$$

c) correção devida à variação da gravidade função da latitude:

$$[1 + (0,00264 \cdot \cos 2\psi)] ;$$

e) correção devida à variação da gravidade função da altitude:

$$[1 + (2H/r)] \quad .$$

NOTAS DE REFERÊNCIA

- /01/ JOSHI, C.S. **Refraction effects of atmosphere on geodetic measurements to celestial bodies.** Columbus, Department of Geodetic Science, Ohio State University, 1973. Report, 192. p.1.
- /02/ VANICEK, P. & KRAKIWSKY, E.J. **Geodesy: The Concepts.** Amsterdam, North-Holland Publishing Company, 1982. p.151.
- /03/ WELLS, D.E. **Doppler Satellite Control.** Fredericton, Department of Surveying Engineering, University of New Brunswick, 1976. Technical Report, 29. p.10.
- /04/ VANICEK & KRAKIWSKY. p.153.
- /05/ Ibid. p.151.
- /06/ Wells. p.49.
- /07/ ANUNCIACÃO, P.E.M. **Equação da Pressão do Vapor Saturado.** Curitiba, 1978. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná. p.4.
- /08/ JOSHI. p.12.
- /09/ Ibid p.11.
- /10/ VANICEK & KRAKIWSKY. p.152.
- /11/ Ibid. p.152-153.
- /12/ JOSHI. p.12-14.
- /13/ ANUNCIACÃO. p.3-4.
- /14/ WELLS. p.51.
- /15/ ANTAS, L.M. & ALCANTARA, F. **Manual de meteorologia para aeronavegantes - MMA - DR - 105 - 03.** Ministério da Aeronáutica / USAID. p.3-8.
- /16/ ANDRADE, J.B. **Photogrammetric Refraction.** Columbus, 1977. Dissertation, Doctoral. Ohio State University. p.13.
- /17/ JOSHI. p.7-11.
- /18/ VANICEK & KRAKIWSKY. p.155-161.
- /19/ HOTINE, M. **Mathematical Geodesy.** Washington D.C., ESSA Monograph 2, U.S. Department of Commerce, 1969. p.209-216.

- /20/ GROSSMAN, N. A simple variational approach to refraction and related problems in Geodesy. *Bulletin Géodésique*, 117, 1975. p.217-240.
- /21/ JOSHI. p.7-8.
- /22/ ANUNCIACÃO. p.10.
- /23/ JOSHI. p.10-11.
- /24/ Ibid. p.11.
- /25/ VANICEK & KRAKIWSKY. p.159.
- /26/ JOSHI. p.8-9.
- /27/ ANDRADE. p.10-12.
- /28/ JOSHI. p.9.
- /29/ Ibid. p.19-22.
- /30/ Ibid. p.15.
- /31/ ANDRADE. p.13.
- /32/ Ibid. p.12.
- /33/ JOSHI. p.74-79.
- /34/ SAASTAMOINEN, J. Introduction to practical computation of astronomical refraction. (2nd part). *Bulletin Géodésique*, 106, 1972. p.390-396.
- /35/ JOSHI. p.80-86.
- /36/ VANICEK & KRAKIWSKY. p.159-160.
- /37/ Ibid. p.160.
- /38/ WELLS. p.61.
- /39/ WEIFFENBACH, G.C. Tropospheric and Ionospheric propagation effects on satellite Radio-Doppler Geodesy. In: *Electromagnetic Distance Measurement*. London, Hilger & Watts L.T.D., 1965. p.347-348.
- /40/ WEIFFENBACH, G.C. Effects on Ionospheric Refraction on Doppler Tracking. In: *The Johns Hopkins University. Transit Orbit Improvement Program*. Silver Spring, JHU/APL, march 1961. p.22-16-22-19.
- /41/ DAVISON, D. et alii. *Global Positioning System: Differential positioning simulations*. Fredericton, Department of Surveying Engineering, University of New Brunswick, 1985. Technical Report, 90. p.58.

- /42/ TUCKER, A.J.; CLYNCH, J.R.; SUPP, H.L. Modeling of residual range error in two frequency corrected Doppler data. In: THE FIRST INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING, Las Cruces, 1976. **Proceedings...**, Defense Mapping Agency. p.358-364.
- /43/ JOHNSON, F.S. **Satellite environment handbook**. Stanford, Stanford University Press, 2nd ed., 1965. p.23-47.
- /44/ HAGFORS, T. Atmospheric Effects. In: **Methods of Experimental Physics, Vol.12**. Part B: Astrophysics Radio Telescopes. New York, Ed.M.L. Meeks, 1976.p.119-135.
- /45/ VANICEK & KRAKIWSKY. p.156.
- /46/ BURNSIDE, C.D. **Electromagnetic distance measurement**. London, Crosby Lockwood & Son Ltd., 1971. p.07.
- /47/ VANICEK & KRAKIWSKY. p.156.
- /48/ JOSHI p.75-76.
- /49/ Ibid p.75.
- /50/ ANUNCIACÃO. p.6-9.
- /51/ BURNSIDE p.9.
- /52/ BRUNNER, F.K. & ANGUS-LEPAN, P.V. On the significance of meteorological parameters for terrestrial refraction. **Unisurv G, Sidney, 25, 1976. p.99-100.**
- /53/ BUENO, L.L. **Correção da refração nas observações de direção e distância**. Curitiba, 1980. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná. p.44.
- /54/ BURNSIDE. p.9.
- /55/ BRUNNER & ANGUS-LEPAN. p.100.
- /56/ LEITINGER, R. Range errors due to ionospheric and tropospheric effects for signal frequencies above 100 Mhz. **Bulletin Géodésique, 58 (2), 1984. p.109-116.**
- /57/ KRAKIWSKI, E.J. & WEELS, D.E. **Mathematical models for satellite observations**. Fredericton, Department of Surveying Engineering, University of New Brunswick, 1971. 66p. Lecture Notes, 17. p.39.
- /58/ Ibid. p.40-43.
- /59/ Ibid. p.30-31.
- /60/ WELLS. p.62.
- /61/ TUCKER; CLYNCH; SUPP. p.364.

- /62/ WELLS. p.62.
- /63/ JOSHI. p.62.
- /64/ TUCKER; CLYNCH; SUPP. p.365-376.
- /65/ CLYNCH,J. & ALTENBURG,R. Ionospheric residual range error model. In: THE SECOND INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING, Austin, 1979. **Proceedings...**, Defense Mapping Agency, Vol 1. p. 113-133.
- /66/ CLYNCH,J. & RENFRO,B. Evaluation of ionospheric residual range error model. In: THE THIRD INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING, Las Cruces, 1982. **Proceedings...**, Defense Mapping Agency. p. 517-537.
- /67/ KOUBA,J. **GEODOPV - Geodetic Doppler Positioning Programs (Version V)**. Report of Gravity, Geothermics & Geodynamics Division. Earth Physics Branch. Dept. of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 1983. p.25-26.
- /68/ Ibid. p.26.
- /69/ COCO,D.S. & CLYNCH,J.R. The variability of the tropospheric range correction due to water vapor fluctuations. IN: THE THIRD INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING, Las Cruces, 1982. **Proceedings...**, Defense Mapping Agency. p.481.
- /70/ HOPFIELD,H.S. The Effect of Tropospheric Refraction on the Doppler Shift of a Satellite Signal. **Journal of Geophysical Research**, 68 (18), september, 1963. p.5157-5168.
- /71/ HOPFIELD,H.S. Tropospheric effect on eletromagnetically measured range: Prediction from surface weather data. **Radio Science**, 6 (3), march, 1971. p.357-367.
- /72/ HOPFIELD,H.S. Two - quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. **Journal of Geophysical Research**, 74 (18), august, 1969. p.4487-4499.
- /73/ Ibid. p.4487-4488.
- /74/ KRELLING,P.C.L. **Cálculo das altitudes equivalentes para o modelo de Hopfield**. Curitiba, 1983. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná. p.74-75.
- /75/ KOUBA. p.22-23.
- /76/ REMONDI,B.W. **Using the Global Position System (GPS) phase observable for relative geodesy: modeling, precessing and results**. Austin, may, 1984. Dissertation, Doctoral. University of Texas. p.37-40.

- /77/ YIONOULIS, S.M. Algorithm to compute tropospheric refraction effects on range measurements. **Journal of Geophysical Research**, 75 (36), december, 1970. p.7636-7637.
- /78/ WELLS. p.57-58.
- /79/ BLACK, H.D. An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction. **Journal of Geophysical Research**, 83 (B4), april, 1978. p. 1825-1828.
- /80/ KOUBA. p.23.
- /81/ SAASTAMOINEN, J. Contributions to the theory of atmospheric refraction. **Bulletin Géodésique**, (105), 1972. p.279-298.
- /82/ SAASTAMOINEN, J. Introduction to practical computation of astronomical refraction. (2nd part). **Bulletin Géodésique**, 106, 1972. p.383-397.
- /83/ SAASTAMOINEN, J. Contributions to the theory of atmospheric refraction. Part II. Refraction corrections in satellite geodesy. **Bulletin Géodésique**, (107), 1973. p.13-34.
- /84/ IBID. P.27-30.
- /85/ GOLDFINGER, A.D. Refraction of microwave signals by water vapor. **Journal of Geophysical Research**, 85 (C9), september, 1980. p.4904-4912.
- /86/ MARINI, J.W. Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile. **Radio Science**, 7 (2), february, 1972. p.223-230.
- /87/ GODOY, R.A.Z. Estudo da precisão dos receptores geodésicos Doppler envolvidos no Projeto Controle da Rede Geodésica Brasileira usando o programa GEODOPV. Curitiba, 1987. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná. p.3-13.
- /88/ PENNWALT CORPORATION. **Altimetry manual and operating instructions for Wallace & Tiernan surveying altimeters**. Wallace & Tiernan Division. p.2.
- /89/ CHAGAS, C.B. **Manual de nivelamento barométrico**. 2ª ed. Rio de Janeiro, DSG, 1966. p.14.
- /90/ PENNWALT CORPORATION. p.1.
- /91/ JORDAN, W. **Tratado general de topografia**. (traduzido por José Maria Monteiro). 9ª ed. Barcelona, Gustavo Gili S.A., 1944. vol II. p.197.
- /92/ CHAGAS. p.26.

- /93/ THOMMEN. Nivelacion barometrica con altímetros de suelo tipo 3B4 THOMMEN. Revue Thommen Watch Co.Ltd., 1967. p.4.
- /94/ JORDAN. p.198.
- /95/ CHAGAS. p. 27.
- /96/ THOMMEN. p.5.
- /97/ Ibid. p.6.
- /98/ Ibid. p.5.
- /99/ BRONSTEIN,I. & SEMENDIAEV,K. Manual de matemática para engenheiros e estudantes. Moscou, MIR, 1979. p.116.
- /100/ JORDAN. p.165.
- /101/ WELLS. p.51.
- /102/ LEE,J.F. & SEARS,W.F. Termodinâmica. Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico, 1969. p.402.
- /103/ Ibid. p. 402.
- /104/ ANTAS,L.M. Manual de meteorologia para pilotos - MMA - - DR - 105 - 02. Rio de Janeiro, Ministério da Aeronáutica / USAID, 1966. p.20.
- /105/ BLAIR,T.A. & FITE,R.C. METEOROLOGIA. (tradução de Forid Cezar Chedl). Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico, 1964. p.48.
- /106/ WELLS. p.52.
- /107/ THOMMEN. p.4.
- /108/ GEMAEL,C. Introdução a geodésia física. Curitiba, Universidade Federal do Paraná, 1981. p.3.14.
- /109/ GROSSMAN. p.238.
- /110/ HOTINE. p.221.
- /111/ BOMFORD,G. Geodesy. 3ª Ed. Oxford, Clarendon Press, 1975. p.57.
- /112/ SAASTAMOINEN,J. Contributions to the theory of atmospheric refraction. Part II. Refraction corrections in satellite geodesy. Bulletin Géodésique, (107), 1973. p.30.
- /113/ ANUNCIACÃO. p.13-24.
- /114/ BOMFORD. p.54.

- /115/ OLIVEIRA, L.C. **Estimação de grandezas meteorológicas.** Curitiba, 1988. Seminário apresentado ao CPGCG. Universidade Federal do Paraná. p.1-48.
- /116/ Ibid. p.22-34.
- /117/ HEISKANEN, W.A. & MORITZ, H. **Physical geodesy.** San Francisco, W.H. Freeman and Company, 1967. p.266-270.
- /118/ MIKHAIL, E.M. & ACKERMANN, F. **Observations and least squares.** New York, A Dun-Donnelley Publisher, 1976. p.393-417.
- /119/ OLIVEIRA. p.35.
- /120/ Ibid. p.39.
- /121/ ZUNIGA, R.A.M. **Análise sobre a precisão das medições Doppler usando o programa GEODOPV.** Curitiba, 1986. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná. p.1-91.
- /122/ GODOY p.1-93.
- /123/ CAMPOS, M.A. **Controle da Rede Geodésica Brasileira por meio de satélites do sistema NNSS.** Curitiba, 1987. Tese, Doutorado. Universidade Federal do Paraná. p.1-118.
- /124/ NETO, P.L.O.C. **Estatística.** 3ª ed. São Paulo, Editora Edgard Blücker Ltda., 1983. p.120.
- /125/ Ibid. p.168.
- /126/ Ibid. p.115.
- /127/ Ibid. p.126.
- /128/ Ibid. p.52.
- /129/ Ibid. p.74.
- /130/ Ibid. p.152.
- /131/ Ibid. p.164.
- /132/ Ibid. p.170.
- /133/ JORDAN. p.156-159 ; 194-198.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- /01/ ANDERLE, R.J. Error model for geodetic positions derived from Doppler satellite observation. *Bulletin Géodésique*, 50 (1): 43-77, 1976.
- /02/ ANDRADE, J.B. **Photogrammetric refraction**. Columbus, 1977. 117p. Dissertation, Doctoral. Ohio State University.
- /03/ ANTAS, L.M. **Manual de meteorologia para pilotos - MMA - DR - 105 - 02**. Rio de Janeiro, Ministério da Aeronáutica / USAID, 1966. 151p.
- /04/ ANTAS, L.M. & ALCANTARA, F. **Manual de meteorologia para aeronavegantes - MMA - DR - 105 - 03**. Ministério da Aeronáutica / USAID. 185p.
- /05/ ANUNCIACÃO, P.E.M. **Equação da pressão do vapor saturado**. Curitiba, 1978. 38p. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná.
- /06/ AZHKENAZI, V. & CRANE, S.A. The significance of various approaches to the tropospheric correction. In: THE THIRD INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING, Las Cruces, 1982. **Proceedings...**, Defense Mapping Agency. p. 463-474.
- /07/ BLACK, H.D. An easily implemented algorithm for the Tropospheric range correction. *Journal of Geophysical Research*, 83 (B4): 1825-1828, april, 1978.
- /08/ BLAIR, T.A. & FITE, R.C. **METEOROLOGIA**. (tradução de Forid Cezar Chedl). Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico, 1964. 406p.
- /09/ BOMFORD, G. **Geodesy**. 3ª Ed. Oxford, Clarendon Press, 1975. 731p.
- /10/ BRONSTEIN, I. & SEMENDIAEV, K. **Manual de matemática para engenheiros e estudantes**. Moscou, MIR, 1979. 834p.
- /11/ BRUNNER, F.K. & ANGUS-LEPAN, P.V. On the significance of meteorological parameters for terrestrial refraction. *Unisurv G*, Sidney, 25:95-108, 1976.
- /12/ BUENO, L.L. **Correção da refração nas observações de direção e distância**. Curitiba, 1980. 77p. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná.
- /13/ BURNSIDE, C.D. **Electromagnetic distance measurement**. London, Crosby Lockwood & Sons Ltd, 1971. 117p.

- /14/ CAMPOS, M.A. **Controle da Rede Geodésica Brasileira por meio de satélites do sistema NNSS.** Curitiba, 1987. Tese, Doutorado. Universidade Federal do Paraná. 118p.
- /15/ CHAGAS, C.B. **Manual de nivelamento barométrico.** 2ª ed. Rio de Janeiro, DSG, 1966. 136p.
- /16/ CLYNCH, J. & ALTENBURG, R. Ionospheric residual range error model. In: **THE SECOND INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING**, Austin, 1979. **Proceedings...**, Defense Mapping Agency, 2 vol. p. 113-133.
- /17/ CLYNCH, J. & RENFRO, B. Evaluation of ionospheric residual range error model. In: **THE THIRD INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING**, Las Cruces, 1982. **Proceedings...**, Defense Mapping Agency. p. 517-537.
- /18/ COCO, D.S. & CLYNCH, J.R. The variability of the tropospheric range correction due to water vapor fluctuations. IN: **THE THIRD INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING**, Las Cruces, 1982. **Proceedings ...**, Defense Mapping Agency. p. 475-495.
- /19/ DAVISON, D. et alii. **Global Positioning System: Differential positioning simulations.** Fredericton, Department of Surveying Engineering, University of New Brunswick, 1985. Technical Report, 90.
- /20/ GEMAEL, C. **Introdução a geodésia física.** Curitiba, Universidade Federal do Paraná, 1981. p. irr.
- /21/ GODOY, R.A.Z. **Estudo da precisão dos receptores geodésicos Doppler envolvidos no Projeto Controle da Rede Geodésica Brasileira usando o programa GEODOPV.** Curitiba, 1987. 93p. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná.
- /22/ GOLDFINGER, A.D. Refraction of microwave signals by water vapor. **Journal of Geophysical Research**, 85 (C9): 4904-4912, september, 1980.
- /23/ GROSSMAN, N. A simple variational approach to refraction and related problems in Geodesy. **Bulletin Géodésique**, 117: 217-240, 1975.
- /24/ HAGFORS, T. Atmospheric Effects. In: **Methods of Experimental Physics**, Vol. 12, Part B: Astrophysics Radio Telescopes. New York, Ed. M.L. Meeks, 1976.
- /25/ HEISKANEN, W.A. & MORITZ, H. **Physical geodesy.** San Francisco, W.H. Freeman and Company, 1967. 364p.

- /26/ HOPFIELD, H.S. The effect of tropospheric refraction on the Doppler shift of a satellite signal. **Journal of Geophysical Research**, 68 (18): 5157-5168, september, 1963.
- /27/ HOPFIELD, H.S. Two - quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. **Journal of Geophysical Research**, 74 (18): 4487-4499, august, 1969.
- /28/ HOPFIELD, H.S. Tropospheric effect on eletromagnetically measured range: Prediction from surface weather data. **Radio Science**, 6 (3): 357-367, march, 1971.
- /29/ HOTINE, M. **Mathematical Geodesy**. Washington D.C., ESSA Monograph 2, U.S. Department of Commerce, 1969. 416p.
- /30/ JOHNSON, F.S. **Satellite environment handbook**. Stanford, Stanford University Press, 2nd ed., 1965. 193p.
- /31/ JORDAN, W. **Tratado general de topografia**. (traduzido por José Maria Montero). 9ª ed. Barcelona, Gustavo Gili S.A., 1944. 2 vol.
- /32/ JOSHI, C.S. **Refraction effects of atmosphere on geodetic measurements to celestial bodies**. Columbus, Department of Geodetic Science, Ohio State University, 1973. 93p. Report, 192.
- /33/ KOUBA, J. **GEODOPV - Geodetic Doppler Positioning Programs (Vertion V)**. Report of Gravity, Geothermics & Geodynamics Division. Earth Physics Branch. Dept. of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 1983. 69p.
- /34/ KRAKIWSKI, E.J. & WEELS, D.E. **Mathematical models for satellite observations**. Fredericton, Department of Surveying Engineering, University of New Brunswick, 1971. 66p. Lecture Notes, 17.
- /35/ KRELLING, P.C.L. **Cálculo das altitudes equivalentes para o modelo de Hopfield**. Curitiba, 1983. 94p. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná.
- /36/ LEE, J.F. & SEARS, W.F. **Termodinâmica**. Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico, 1969. 667p.
- /37/ LEITINGER, R. Range erros due to ionospheric and tropospheric effects for signal frequencies above 100 Mhz. **Bulletin Géodésique**, 58 (2): 109-136, 1984.
- /38/ MARINI, J.W. Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile. **Radio Science**, 7 (2): 223-230, february, 1972.

- /39/ MIKHAIL, E.M. & ACKERMANN, F. **Observations and least squares.** New York, A Dun-Donnelley Publisher, 1976. 497p.
- /40/ NETO, P.L.O.C. **Estatística.** 3ª ed. São Paulo, Editora Edgard Blücker Ltda., 1983. 264p.
- /41/ OLIVEIRA, L.C. **Estimação de grandezas meteorológicas.** Curitiba, 1988. Seminário apresentado ao CPCCG. Universidade Federal do Paraná. 48p.
- /42/ PENNWALT CORPORATION. **Altimetry manual and operating instructions for Wallace & Tiernan surveying altimeters.** Wallace & Tiernan Division. 41p.
- /43/ REMONDI, B.W. **Using the Global Positioning System (GPS) phase observable for relative geodesy: modelling, processing and results.** Austin, may, 1984. Dissertation, Doctoral. University of Texas.
- /44/ SAASTAMOINEN, J. Contributions to the theory of atmospheric refraction. **Bulletin Géodésique**, (105): 279-298, 1972.
- /45/ SAASTAMOINEN, J. Introduction to practical computation of astronomical refraction. (2nd part). **Bulletin Géodésique**, 106: 383-397, 1972.
- /46/ SAASTAMOINEN, J. Contributions to the theory of atmospheric refraction. Part II. Refraction corrections in satellite geodesy. **Bulletin Géodésique**, (107): 13-34, 1973.
- /47/ THOMMEN. **Nivelacion barometrica con altímetros de suelo tipo 3B4 de THOMMEN.** Revue Thommen Watch Co. Ltd., 1967. 26p.
- /48/ TUCKER, A.J.; CLYNCH, J.R.; SUPP, H.L. Modeling of residual range errors in two frequency corrected Doppler data. In: **THE FIRST INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING**, Las Cruces, 1976. **Proceedings...**, Defense Mapping Agency. p.357-376.
- /49/ VANICEK, P. & KRAKIWSKY, E.J. **Geodesy: The Concepts.** Amsterdam, North-Holland Publishing Company, 1982. 691p.
- /50/ WEIFFENBACH, G.C. Effects on Ionospheric Refraction on Doppler Tracking. In: **The Johns Hopkins University. Transit Orbit Improvement Program.** Silver Spring, JHU/APL, march, 1961. p.22/1-22/34.
- /51/ WEIFFENBACH, G.C. Tropospheric and Ionospheric propagation effects on satellite Radio-Doppler Geodesy. In: **Electromagnetic Distance Measurement.** London, Hilger & Watts L.T.D., 1965. p.339-352.

- /52/ WELLS, D.E. **Doppler Satellite Control**. Fredericton, Department of Surveying Engineering, University of New Brunswick, 1976. 277p. Technical Report, 29.
- /53/ YIONOULIS, S.M. Algorithm to compute tropospheric refraction effects on range measurements. **Journal of Geophysical Research**, 75 (36): 7636-7637, december, 1970.
- /54/ ZUNIGA, R.A.M. **Análise sobre a precisão das medições Doppler usando o programa GEODOPV**. Curitiba, 1986. Dissertação, Mestrado. Universidade Federal do Paraná. 91p.