

JUCILEI CORDINI

**ESTUDO DOS ASPECTOS GEODINÂMICOS NO DATUM
DA REDE ALTIMÉTRICA DO SGB**

Tese apresentada ao Departamento de Geomática
da Universidade Federal do Paraná como parte
dos requisitos para a obtenção do grau de Doutor
em Ciências Geodésicas.

Orientador: Prof. Dr. Silvio Rogério Correia de Freitas

Co-orientador: Prof. Dr. Eduardo Marone

CURITIBA

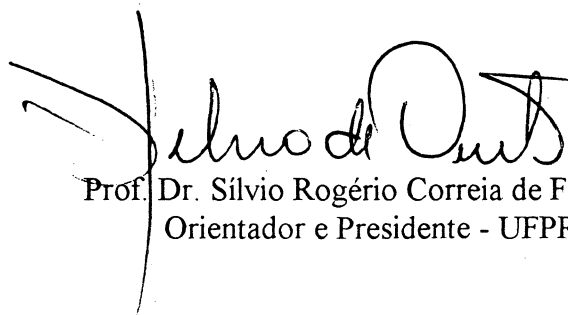
1998

“ESTUDO DOS ASPECTOS GEODINÂMICOS NO DATUM VERTICAL DO SGB”

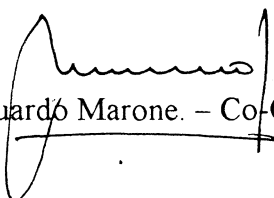
POR

JUCILEI CORDINI

Tese aprovada como requisito parcial do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos professores:



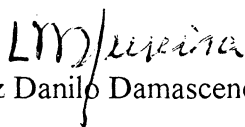
Prof. Dr. Silvio Rogério Correia de Freitas -
Orientador e Presidente - UFPR



Prof. Dr. Eduardo Marone. – Co-Orientador - UFPR



Prof. Dr. Cláudia Pereira Krueger – Membro – UFPR



Prof. Dr. Luiz Danilo Damasceno Ferreira – Membro - UFPR



Prof. Dr. Francisco Humberto Simões Magro – Membro - UFRGS

**Estudo dos Aspectos Geodinâmicos
no Datum Vertical do SGB.**

— ★ —

Jucilei Cordini

Eng^o Civil, Universidade Federal de Santa Catarina (1977)
MSc., Universidade Federal do Paraná (1991)

— ★ —

Dezembro, 1998

© Jucilei Cordini, 1998

O autor garante à UFPr
o direito de reprodução
e distribuição.

DEDICATÓRIA

Este trabalho é especialmente dedicado a minha esposa

Margarete

e queridas filhas:

Kariny (Kay),

Aline (Nine),

Hariany (Hary).

AGRADECIMENTOS

Gostaria de externar os agradecimentos às seguintes pessoas e Instituições:

À minha família, sem a qual não haveria razão de ser deste trabalho. À Margarete e as crianças, Kay, Nine e Hary, todo o meu carinho pela paciência, compreensão e companheirismo dedicados ao longo desta caminhada.

Ao MEC/CAPES/PICD pelo auxílio financeiro durante os quatro anos de duração do Curso.

À Universidade Federal de Santa Catarina, em especial aos colegas professores do Departamento de Engenharia Civil, que possibilitaram o meu afastamento e a realização deste Curso.

Ao professor Dr. Sílvio Rogério Correia de Freitas que, em momento crítico, aceitou a orientação e o planejamento deste trabalho, e durante todo o seu desenvolvimento sua atuação e colaboração foram essenciais para a conclusão desta pesquisa.

À Universidade Federal do Paraná, através do seu Centro de Estudos do Mar, nas pessoas do professor Dr. Eduardo Marone e do técnico Murilo Staben Klingenfuss, pela instalação, coleta dos dados e processamento das observações maregráficas, realizadas no porto de Imbituba.

À Fundação Universidade Regional de Blumenau que, graças a intervenção decisiva do professor Edson Francisco Brunsfeld, executou obras para abrigar a estação de marés terrestres de Blumenau e implantar o pilar GPS. Aos alunos do Laboratório de Informática que prontamente proporcionaram as condições para a instalação e guarda dos equipamentos GPS durante todo o transcorrer da campanha, além de colocar à disposição toda a infraestrutura do laboratório, nossos melhores agradecimentos.

Aos professores do IAG/USP Dr. Wladimir Shukowsky e Dra. Marta Silvia Maria Mantovani pela colaboração emprestada quando da instalação da estação de marés terrestres de Blumenau e pela análise dos dados de calibração dos gravímetros.

Aos professores Dra. Cláudia Pereira Krueger e Dr. Marcelo Carvalho dos Santos

do CPGCG/UFPR pela ajuda e inúmeros esclarecimentos prestados.

Aos amigos sempre presentes Dr. Luiz Danilo Damasceno Ferreira, Dr. Sergio Mauri Fabri, Doutoranda Sílvia Helena Soares Schwab, minha gratidão.

À doutoranda Sônia Maria da Costa pelas dicas e esclarecimentos na utilização do software Bernese.

À mestranda Zuleica F. de Medeiros pela importante ajuda no trabalho de catalogação das referências bibliográficas referentes ao tema Altimetria.

Aos amigos MSc. Alex Soria Medina (El gringo) e sempre sorridente doutoranda Simone Silva pelo companheirismo e colaboração emprestada.

Aos bolsistas Eng. Eno Darci Saatkamp e Eng. Marcus Fabiano Silva Saldanha pelo apoio, sugestões e atenção dedicada na fase de processamento dos dados de maré gravimétrica.

À alegria contagiante de todos os colegas do Mestrado e do Doutorado, cuja convivência tornou esta jornada mais amena e agradável.

À Companhia Docas de Imbituba na pessoa do Eng. Ernani F. Marini, Administrador do Porto, e Eng. Gerson Matos pela atenção no início dos trabalhos. Ao Sr. José Manoel Joaquim, Gerente Geral do Porto de Imbituba e Eng. Fernando M. Rosendo pelas condições de trabalho oferecidas. Ao desenhista Sérgio L. Fernandes (Baga) pelo companheirismo e auxílio emprestado.

Aos professores, colegas e funcionários do Curso, pelo incentivo e ajuda.

RESUMO

O método do nivelamento geométrico, usualmente utilizado no estabelecimento das redes altimétricas dos sistemas geodésicos fundamentais é, dentre os métodos convencionais, o de maior precisão no posicionamento vertical sobre a superfície terrestre. No entanto, uma análise mais profunda revela que as redes de nivelamento, quando consideradas apenas as mensurações de desníveis sucessivos, não permite a determinação das altitudes de forma unívoca. É bem conhecido que implicações de natureza física impõem outras limitações que devem ser consideradas na conceituação de altitude. Além destas, outras concernentes a aspectos geodinâmicos passaram a se impor, em vista da precisão atualmente requerida e das técnicas atuais de posicionamento.

A atribuição de um sentido físico às altitudes, somente é possível associando às redes altimétricas observações geométricas e físicas.

O objetivo do presente trabalho é iniciar um processo de investigação acerca dos aspectos físicos e geodinâmicos concernentes à rede altimétrica do Sistema Geodésico Brasileiro (SGB). Dois aspectos fundamentais estão correlacionados com este propósito:

- 1) a interação de efeitos físicos e geodinâmicos sobre o Datum vertical e alguns pontos da rede, e,

- 2) estudo de uma metodologia para a melhoria qualitativa da rede de primeira ordem existente (≈ 180.000 pontos) com a introdução de significado físico às altitudes.

Para tanto, os estudos foram centrados no primeiro dos aspectos fundamentais.

Basearam-se em observações de marés gravimétricas (6 meses) realizadas sobre o Datum vertical (Imbituba/SC) e também ao longo de um perfil de estações interligando o Datum à estação de marés terrestres localizada em Curitiba/PR (estação vinculada à rede mundial de observação). Observações contínuas GPS (42 dias) também foram realizadas durante o período de observação das marés gravimétricas. A correlação dos sinais obtidos desta conjunção de observações, juntamente com cartas cotidais para as principais componentes das marés e parâmetros da resposta flexural da placa sul-americana às ondas de maré gravimétrica [Freitas, 1993]^[30], permitem avaliar a existência de efeitos geodinâmicos diferenciais.

O processamento das observações, os resultados encontrados e a análise da correlação dos sinais obtidos, são apresentados e interpretados. Com base nesta análise é proposta uma metodologia para o reestabelecimento do Datum vertical do SGB.

ABSTRACT

The periodic actions provoked by the tidal potential on portions of continents, oceans and atmosphere cause direct and indirect effects on the earth's crust. The induced deformations cannot be neglected when dealing with high-accuracy geodetic positioning, specially in view of the diurnal and semi-diurnal tidal components. The dynamic effects of the earth tides, and of the loading coming from variations in atmospheric pressure and the indirect effect of the oceans on these frequencies, have significant amplitudes in both low and middle latitudes. A discussion on the validity of a simple application of response models for correcting positions is pertinent.

An experiment was devised in order to verify how adequate predicted corrections of tides are. This experiment was carried out over a *350 km* long continental profile, along the S-N direction, in Southern Brazil. Three sites were established on this profile carrying out simultaneous multi-parametric observations, being one site located on the seashore (in Imbituba/SC), the second 50 km away from the sea (in Blumenau/SC) and the third 80 km inland (in Curitiba/PR). In each one of them were installed a dual-frequency GPS receiver, a gravimeter for observation of gravimetric tides, and atmospheric pressure and temperature sensors. In addition, a tide gauge was installed at the coastal site aiming to control local ocean effects. Results of this experiment, including interactions and instrumental effects, are discussed in this work.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
SUMÁRIO	ix
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABELAS	xvii
LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS	xix
1 INTRODUÇÃO	1
2 FUNDAMENTAÇÃO	TEÓRICA: INTER-
AÇÕES OCEANO-CONTINENTE E SUAS IMPLICAÇÕES NAS	
REDES VERTICAIS DE ALTA PRECISÃO	5
2.1 Espectro das marés terrestres	8
2.2 Efeitos geodinâmicos em redes verticais	8
2.3 Marés oceânicas	14
2.3.1 Maré Oceânica: Fundamentos Teóricos	14
2.3.2 Influências Meteorológicas	18
2.3.3 Correção do efeito Torricelli	20
2.3.4 Picos de maré	21
2.4 Interação entre as marés terrestre, atmosférica e oceânica	21
2.5 Efeito Indireto da Maré Oceânica na Maré Terrestre	22
2.6 Considerações sobre a Aplicação do Método de Farrel	25
2.7 Mapas de Schwiderski para a Maré Oceânica	28

2.8	Cálculo do Efeito Indireto para pequenas distâncias	30
2.9	Efeito da Pressão atmosférica sobre as medidas de Maré Gravimétrica	34
3	ALTIMETRIA DE PRECISÃO	36
3.1	Altitudes: Definição Geométrica	37
3.1.1	Nivelamento Geométrico	38
3.1.2	Posicionamento Altimétrico com GPS	43
3.1.3	Análise dos Aspectos Relacionados com o Posicionamento Vertical com GPS	44
3.2	Altitudes: Definição Física	47
3.2.1	Geóide	50
3.2.2	Altitudes Científicas	52
3.2.3	Problemas Físicos Vinculados	58
3.3	Visão Atual da Definição de Datum Vertical	59
4	EXPERIMENTO MULTIPARAMÉTRICO	61
4.1	Perfil de Observações	62
4.2	Observações de Campo	63
4.2.1	Maré Oceânica em Imbituba	63
4.2.2	Maré Gravimétrica	66
4.2.3	Observações GPS	69
4.2.4	Parâmetros Atmosféricos	71
5	TRATAMENTO DAS OBSERVAÇÕES	72
5.1	Observações Gravimétricas	72
5.2	Observações GPS	79
5.2.1	Serviço do IGS	82
5.2.2	Campanha GPS e Estratégia de Processamento	83
5.3	Observações Maregráficas.	90
5.4	Parâmetros atmosféricos	92
6	ANÁLISE DAS OBSERVAÇÕES	94
6.1	Observações Gravimétricas	95
6.1.1	Análise espectral	98

6.2	Observações Maregráficas	100
6.3	Observações GPS	102
6.4	Observações Atmosféricas	106
6.5	Determinação da Posição Geocêntrica do Marégrafo	107
7	INTEGRAÇÃO DE OBSERVAÇÕES MULTIPARAMÉTRICAS	110
7.1	Estudo de Correlação	110
8	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	113
8.1	Conclusões	113
8.2	Recomendações	116
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118
A	INTRODUÇÃO ÀS MARÉS TERRESTRES	130
A.1	Força de maré: Terra sólida e rígida	132
A.2	Potencial de maré: Terra sólida e rígida	133
A.3	Potencial de maré expresso em harmônicos esféricos	134
A.4	Potencial de maré: Terra deformável	136
B	CONSIDERAÇÕES SOBRE OS NÚMEROS DE LOVE	138
B.1	Definição dos números de Love	138
B.2	Potencial de maré em função dos Números de Love	140
B.2.1	Fator gravimétrico	141
B.2.2	Fator extensométrico	142
B.2.3	Fator clinométrico	143
B.3	Números de Love de Sobrecarga	144
C	OUTROS RESULTADOS DO EXPERIMENTO MULTIPARAMÉTRICO	145
C.1	Maré gravimétrica	145
C.1.1	Estação BLU0	145
C.1.2	Estação fundamental de marés terrestres de Curitiba	145
C.2	Efeito indireto dos oceanos	146
C.2.1	Estação BLU0	146

C.2.2	Estação Fundamental de Maré Terrestre de Curitiba	147
C.3	Variações GPS	147
C.3.1	Estação BLU0	147
C.3.2	Estação PARA	148
C.4	Parâmetros atmosféricos	149
D	REPRESENTAÇÃO ESPECTRAL	155
D.1	Observações GPS	155
D.1.1	Estação BLU0	155

LISTA DE FIGURAS

2.1	Diagrama vetorial para uma onda de maré gravimétrica: ϵ = erros de observação	11
2.2	Distribuição do fator gravimétrico para a onda (M2) das estações investigadas na placa Sul-Americana.	12
2.3	Sistema simplificado de dois corpos celestes girando em torno do centro de massa	15
2.4	Forma da superfície do planeta coberta totalmente de água, sob a ação das forças geradoras de maré.	16
2.5	Efeito da passagem de uma frente meteorológica num registro de maré (Marone, 1991).	19
2.6	Influência da maré terrestre no fundo oceânico sobre a maré observada na superfície oceânica.	24
2.7	Componentes normalizadas G_{ur}/G_{ur}^* e G_{ut}/G_{ut}^*	26
2.8	Parte elástica das funções de Green normalizadas para um carregamento unitário.	28
2.9	Representação dos valores das funções de Green normalizadas.	29
3.1	Altitude ortométrica H.	36
3.2	Nivelamento geométrico.	40
3.3	Altitude com posicionamento GPS.	44
3.4	Definição simples do nivelamento.	48
3.5	Conceito físico do nivelamento geométrico.	48
3.6	Superfícies: terreno, teluróide, Geóide e elipsóide.	56
3.7	Quasi-geóide e anomalia de altitude.	56
3.8	Grandezas, aspectos geométricos e físicos associados com o posicionamento geodésico vertical. ΔN - ondulação do Geóide; ξ - anomalia de altitude normal; H_0 - altitude ortométrica; H_N - altitude normal; h - altitude elipsóidica; W - geopotencial; U - esferopotencial.	57

3.9	Posição geocêntrica do marégrafo	60
4.1	Estações usadas no experimento multiparamétrico (\oplus - Receptor GPS com L1/L2 + Medição de: maré gravimétrica; pressão atmosférica; temperatura; \sqcup - Receptor geodésico com L1/L2 + Medição de: maré gravimétrica; maré oceânica; pressão atmosférica; temperatura.)	62
4.2	Esquema de um marégrafo de bóia (Marone, 1991).	64
5.1	Imbituba: maré gravimétrica teórica - \vec{R} (com fatores locais).	76
5.2	Imbituba: maré gravimétrica sintética.	76
5.3	Imbituba: maré gravimétrica observada - \vec{A}	77
5.4	Imbituba: resíduos de maré gravimétrica - \vec{B}	77
5.5	Imbituba: Efeito Indireto - \vec{L} . Modelo: Schwiderski 1980	78
5.6	Imbituba: Efeito Indireto - \vec{L} . Modelo: CSR3.0	79
5.7	Imbituba: Efeito Indireto - \vec{L} . Modelo: FES952	79
5.8	Imbituba: Efeito Indireto - \vec{L} . Modelo: ORI	80
5.9	Imbituba: Efeito Indireto - \vec{L} . Modelo: ORI96	80
5.10	Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \vec{X} . Modelo: Schwiderski, 1980.	81
5.11	Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \vec{X} . Modelo: CSR3.0.	81
5.12	Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \vec{X} . Modelo: FES 952.	82
5.13	Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \vec{X} . Modelo: ORI.	82
5.14	Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \vec{X} . Modelo: ORI 96.	83
5.15	Imbituba: variações horárias da altitude (RPCMT).	89
5.16	Imbituba: variações horárias da altitude (RBCMT).	89
5.17	Imbituba: variações horárias da altitude (RSCMT).	90
5.18	Imbituba: variações horárias da altitude (RPSMT).	90
5.19	Imbituba: variações horárias da altitude (RBSMT).	91
5.20	Imbituba: variações horárias da altitude (RSSMT).	91
5.21	Datum Imbituba: maré oceânica observada.	92
5.22	Datum Imbituba: maré oceânica sintética.	92
5.23	Datum Imbituba: resíduos de maré oceânica.	93
5.24	Datum Imbituba: variação da temperatura no período.	93

5.25	Datum Imbituba: variação da pressão atmosférica.	93
6.1	Estação Imbituba: espectro dos resíduos de MG entre 0 e 5 cpd.	99
6.2	Estação Imbituba: espectro dos resíduos de MG entre 0 e 0,8 cpd.	99
6.3	Estação Imbituba: espectro dos resíduos de MG entre 0,8 e 5 cpd.	100
6.4	Estação Imbituba: espectro dos resíduos de MG entre 0 e 0,8 cpd.	100
6.5	Estação Imbituba: espectro dos resíduos de MG entre 0,8 e 5 cpd.	101
6.6	Datum Imbituba: espectro dos resíduos de MO entre 0 e 0,8 cpd.	101
6.7	Datum Imbituba: espectro dos resíduos de MO entre 0,8 e 5 cpd.	102
6.8	Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RPCMT).	103
6.9	Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS entre 0 e 0,8 cpd (RPCMT).	103
6.10	Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS entre 0,8 e 5 cpd (RPCMT).	104
6.11	Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RPSMT).	104
6.12	Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RBCMT).	105
6.13	Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RSCMT).	105
6.14	Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RBSMT).	106
6.15	Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RSSMT).	106
6.16	Estação Imbituba: espectro dos resíduos da PA entre 0 e 0,8 cpd.	107
6.17	Estação Imbituba: espectro dos resíduos da PA entre 0,8 e 5 cpd.	107
6.18	Estação Imbituba: espectro dos resíduos da Temperatura entre 0 e 0,8 cpd.	108
6.19	Estação Imbituba: espectro dos resíduos da Temperatura entre 0,8 e 5 cpd.	108
A.1	Resposta da Terra sólida e elástica à força de maré.	137
C.1	Blumenau: maré gravimétrica sintética.	145
C.2	Blumenau: maré gravimétrica observada.	146
C.3	Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: Schwiderski 1980	146
C.4	Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: CSR3.0	147
C.5	Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: FES952	147
C.6	Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: ORI	148
C.7	Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: ORI96	148
C.8	Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: Schwiderski 1980	149
C.9	Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: CSR3.0	149
C.10	Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: FES952	150

C.11	Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: ORI	150
C.12	Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: ORI96	151
C.13	Blumenau: variações horárias da altitude (RPCMT).	151
C.14	Blumenau: variações horárias da altitude (RBCMT).	151
C.15	Blumenau: variações horárias da altitude (RSCMT).	152
C.16	Blumenau: variações horárias da altitude (RPSMT).	152
C.17	Blumenau: variações horárias da altitude (RBSMT).	152
C.18	Blumenau: variações horárias da altitude (RSSMT).	153
C.19	Curitiba: variações horárias da altitude (RBCMT).	153
C.20	Curitiba: variações horárias da altitude (RSCMT).	153
C.21	Curitiba: variações horárias da altitude (RBSMT).	154
C.22	Curitiba: variações horárias da altitude (RSSMT).	154
C.23	Blumenau: variação da pressão atmosférica.	154
D.1	Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RPCMT).	155
D.2	Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RPCMT).	156
D.3	Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RBCMT).	156
D.4	Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RSCMT).	157
D.5	Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RBSMT).	157
D.6	Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RSSMT).	158
D.7	Estação PARA: espectro das variações de altitude GPS (RBCMT).	158
D.8	Estação PARA: espectro das variações de altitude GPS (RSCMT).	158
D.9	Estação PARA: espectro das variações de altitude GPS (RBSMT).	159
D.10	Estação PARA: espectro das variações de altitude GPS (RSSMT).	159

LISTA DE TABELAS

2.1	Principais ondas do espectro de marés terrestres.	9
2.2	Diagrama de equilíbrio das forças geradoras de maré num modelo simplificado	15
2.3	Máximo grau n para avaliar deslocamentos verticais (Farrel, 1972).	26
2.4	Coef. de correlação entre \vec{B} e \vec{L} para estações do TWTGP	31
5.1	Estação Imbituba. Relatório de visita. Gravímetro GEO 783.	74
5.2	Campanha e Sumário do Processamento GPS	84
5.3	Posição das estações do perfil estudado.	88
5.4	Linhas de base (km)	88
6.1	Estação Imbituba: Parâmetros de maré gravimétrica. Ondas M2 e O1. Amplitude: nms^{-2} ; Fase: (0).	96
6.2	Estação Blumenau: Parâmetros de maré gravimétrica. Ondas M2 e O1. Amplitude: nms^{-2} ; Fase: (0).	96
6.3	Estação Curitiba: Parâmetros de maré gravimétrica. Ondas M2 e O1. Amplitude: nms^{-2} ; Fase: (0).	96
6.4	Estação Imbituba: Amplitude do efeito oceânico. Ondas M2 e O1. Amplitude: nms^{-2} ; Fase: (0).	97
6.5	Estação Blumenau: Amplitude do efeito oceânico. Ondas M2 e O1. Amplitude: nms^{-2} ; Fase: (0).	97
6.6	Estação Curitiba: Amplitude do efeito oceânico. Ondas M2 e O1. Amplitude: nms^{-2} ; Fase: (0).	97
6.7	Resíduos finais de maré gravimétrica compensados do efeito oceânico para as ondas O1 e M2 - [Amplitude (nms^{-2}) e Fase (0)].	98
7.1	Coeficientes de correlação de Pearson (ρ) entre as variáveis estudadas.	111
7.2	Estatística das correlações.	111

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

AGU	American Geophysics Union.
BRAZ	Estação IGS Brasília.
CEM	Centro de Estudos do Mar/UFPR.
CPGCG	Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas (UFPR).
μ DAS	Microprocessed Data Acquisition System.
EGM-96	Earth Gravitational Model 1996.
EUREF	European Reference Frame.
ERS	European Remote Sensing Satellite.
FFT	Funções Transformadas de Fourier.
FTP	File Transfer Protocol.
FURB	Fundação Universidade Regional de Blumenau.
GEM	Goddard Earth Model.
GEO 783	Gravímetro Geodynamics 783.
GEOS	Geodynamics Experimental Ocean Satellite.
GEOSAT	Geodetic Satellite.
GPS	Global Positioning System.
GPSB	Variações da altitude elipsoidal na estação GPS de Blumenau.
GPSI	Variações da altitude elipsoidal na estação GPS de Imbituba.
IAG	International Association of Geodesy.
IAGS	Inter-American Geodetic Survey.
IAU	International Astronomical Union.
IAG/USP	Instituto Astronômico e Geofísico/Universidade de São Paulo.
IBGE	Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
ICET	International Center for Earth Tides - IAG.
IERS	International Earth Rotation Service.
IGS	International GPS Service.
ITRF	International Terrestrial Reference Frame.
IUGG	International Union Geodesy and Geophysics.
LLR	Lunar Laser Ranging.
LAGEOS	Laser Geodynamics Satellite.
MMQ	Método dos Mínimos Quadrados.

NASA	National Aeronautics and Space Administration.
NMM	Nível Médio do Mar.
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (EUA).
ORB	Observatoire Royal de Belgique.
OSU	Ohio State University.
PARA	Estação GPS da RBMC.
PREM	Global Preliminary Reference Earth Model.
RBMC	Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo.
RBCMT	Rede BRAZ com modelo de maré terrestre.
RBSMT	Rede BRAZ sem modelo de maré terrestre.
RMG	Resíduos de Maré Gravimétrica.
RMO	Resíduos de Maré Oceânica.
RMS	Root Mean Square.
RN	Referência de Nível.
RPCMT	Rede PARA com modelo de maré terrestre.
RPSMT	Rede PARA sem modelo de maré terrestre.
RSCMT	Rede SANT com modelo de maré terrestre.
RSSMT	Rede SANT sem modelo de maré terrestre.
RVB	Rede Vertical Brasileira.
SA	Selective Availability.
SAD-69	South American Datum. Sistema de Referência Sul Americano 1969.
SANT	Estação IGS Santiago.
SEASAT	Sea Satellite.
SGB	Sistema Geodésico Brasileiro.
SGR	Sistema Geodésico de Referência.
SF	Superfície Física.
SI	Sistema Internacional de Unidades.
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para a América do Sul.
SLR	Solar Laser Ranging.
TGBM	Tide Gauge Benchmark.
TOPEX	Ocean Topograph Experiment.
TSOFT	Tide Software.
TU	Tempo Universal.

TWTGP	Trans World Tidal Gravity Profile.
UFPR	Universidade Federal do Paraná.
USCGS	United States Coastal Geodetic Survey.
VLBI	Very Long Baseline Interferometry.
WGS-84	World Geodetic System 1984.
WLR 7	Water Level Recorder, model 7.

SÍMBOLOS

a	distância entre os centros dos corpos perturbado e perturbador/ semi-eixo maior do elipsóide.
a_e	semi-eixo maior do elipsóide de referência.
C	número geopotencial.
d	pseudo-distância entre o satélite e a estação.
d_s	deslocamento elementar.
dW	variação do potencial da força da gravidade.
D	banda diurna.
E	superfície do corpo perturbado.
G	constante gravitacional.
g	gravidade.
g_m	gravidade média.
g_s	componente da gravidade segundo a direção do deslocamento.
h	altitude geométrica ou elipsóidica.
H	altitude científica.
K	média das distâncias nivelada e contra-nivelada.
L_1/L_2	portadoras dos sinais GPS.
$L\&R$	gravímetro LaCoste & Romberg.
M	massa do corpo perturbador.
N	nadir/direção da normal.
η	fator de anisotropia do modelo PREM.
p	ponto na superfície do corpo perturbado/profundidade do oceano.
R	raio do corpo perturbado.

SD	banda semi-diurna.
TD	banda ter-diurna.
Z	zênite/direção da vertical.
α	achatamento do elipsóide de referência/ângulo de fase do vetor carregamento/ ângulo entre os raios vetores R e a.
β	ângulo de fase do vetor dos resíduos locais.
χ	ângulo de fase da resposta anômala final.
δH	correção ortométrica.
δ_{Obs}	fator gravimétrico observado.
δ_{Teo}	fator gravimétrico teórico.
γ	gravidade normal.
γ_m	valor médio da gravidade normal.
γ_0	valor da gravidade normal na superfície do elipsóide.
γ_e	valor da gravidade normal no equador.
φ	latitude astronômica.
λ	longitude astronômica/longitude geodésica/ângulo de fase do vetor efeito oceânico.
μ	elemento de massa na superfície do corpo perturbado.
∂	derivada parcial.
σ	freqüência em meio inelástico.
ϕ	latitude geodésica.
ω	velocidade angular da Terra.
ρ	densidade específica/coeficiente de correlação de Pearson.
ρ_a	densidade média de uma camada de ar.
θ	colatitude do corpo perturbador/ângulo entre os vetores posição \vec{r} (onde ocorre o carregamento) e \vec{r}' (onde se estuda a perturbação causada pelo carregamento).
ζ	anomalia de altitude normal/maré oceânica.
ΔH	desnível entre dois pontos de uma linha de nivelamento.
Δh	desnível bruto/espessura de uma camada de ar.
Δp	pressão exercida por uma camada de ar.
ΔN	ondulação geoidal.

dh	desnível elementar.
dz	desnível elementar entre duas superfícies eqüipotenciais genéricas.
$\vec{\nabla}$	operador gradiente (nabla).
\vec{A}	vetor da carga observada.
\vec{B}	vetor dos resíduos locais.
\vec{L}	vetor predito da carga devida a interação com a atmosfera ou oceano.
\vec{R}	vetor da carga predita (referência de fase).
\vec{X}	vetor da resposta anômala final.
$P_n(\cos\alpha)$	polinômio de Legendre de grau n .
r	raio de abrangência onde as variações atmosféricas são consideradas coerentes/distância de um ponto na superfície terrestre e o centro de massa do corpo perturbador.
G^*_{ur}	funções de Green normalizadas para o deslocamento vertical.
G^*_{ut}	funções de Green normalizadas para o deslocamento tangencial.
h'_∞	número de Love de sobrecarga.
l'_∞	número de Love de sobrecarga.
k'_∞	número de Love de sobrecarga.
G_g	função de Green relacionada com a aceleração vertical ou gravidade.
G^*_g	funções de Green para a componente vertical da perturbação sobre a gravidade.
G^*_ζ	funções de Green para a componente horizontal responsável pela inclinação da vertical.
G^*_ϵ	funções de Green normalizadas para as deformações.
R_i	leitura ré sobre a mira graduada.
U	esferopotencial.
V_i	leitura vante sobre a mira graduada.
v_p	velocidade das ondas sísmicas compressionais.
v_s	velocidade das ondas sísmicas cizalhantes.
W	geopotencial.
W_0	geopotencial da superfície eqüipotencial fundamental.
W_i	geopotencial da superfície eqüipotencial genérica.

UNIDADES

<i>Gal</i>	$10^{-2} m s^{-2}$
<i>mGal</i>	$10^{-5} m s^{-2} = 10 \mu Gal$
μGal	$10^{-8} m s^{-2} = 10 n m s^{-2}$
<i>nGal</i>	$10^{-11} m s^{-2} = 10^{-2} n m s^{-2}$
<i>mbar</i>	<i>milibar</i> = 0,750075 mmHg
<i>760 mmHg</i>	$1,013 \times 10^5 Pa = 1,013 hPa = 1,013 bar = 1013 mbar$
<i>1 mmHg</i>	$1,3332 mbar = 1,9337 \times 10^{-2} psi$
<i>1 psi</i>	$51,71433 mmHg = 68,94757284 mbar$
<i>Pa</i>	Pascal.
<i>hPa</i>	Hecto Pascal.
<i>psi</i>	Pounds Square Inches.
<i>rad</i>	radiano.
<i>rad/h</i>	radiano por hora.

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

O posicionamento vertical é a tarefa mais evidente que a Geodésia presta à comunidade, científica e tecnológica. O método de nivelamento geométrico, baseado na *singela* somatória de desníveis parciais, usual no estabelecimento de redes altimétricas dos sistemas geodésicos fundamentais é, dentre os métodos convencionais, aquele que fornece maior precisão no posicionamento geodésico sobre a superfície física da Terra ($0,3\text{ m}$ sobre distâncias de 2000 km)^[118]. Atualmente esta precisão somente pode ser alcançada por métodos que envolvem *sofisticadas técnicas espaciais*, para *pontos isolados* e por observações conduzidas sobre *longos intervalos de tempo*. Porém, a *precisão na altitude relativa entre referências de nível adjacentes é incomparável, não sendo atingida por nenhum outro método geodésico de posicionamento*. De acordo com Vanicek & Krakiwsky, (1982)^[118], as redes altimétricas de primeira ordem dos sistemas geodésicos fundamentais, vinculadas as observações do Nível Médio do Mar (NMM), apresentam acurácia melhor que 1 m (a nível global), quando se considera o conjunto de milhões de pontos distribuídos ao longo de toda a superfície física da Terra.

Mesmo com a evidência destes aspectos qualitativos das redes de nivelamento, o posicionamento vertical merece uma reflexão mais profunda, face a sua importância e significado físico. O conceito geométrico de altitude, baseado na soma dos desníveis observados desde um *Datum* altimétrico, não possui um significado físico preciso, o mesmo acontecendo com a diferença de altitudes fornecidas por técnicas espaciais de posicionamento. Uma análise conceitual revela que sua determinação não é unívoca, quando consideradas apenas as mensurações geométricas de desníveis sucessivos. Desta forma, as precisões evidenciadas anteriormente, referem-se aos aspectos puramente geométricos do nivelamento. Face à vinculação do conceito de altitude com o campo gravitacional terrestre, implicações de natureza física impõem outras limitações que devem ser consideradas.

Discussões acerca da definição das redes verticais dos diversos Sistemas Geodésicos

de Referência (SGR), levam à reflexão dos seguintes aspectos, que merecem nos dias atuais atenção especial [de Freitas & Luz, 1995]^[25]:

1º) a unificação das diferentes redes altimétricas mundiais pressupõe, em essência, uma única referência física para as altitudes, isto é, um Geóide global. Com isso, a atribuição de um sentido físico às altitudes é fundamental, o que só é possível mediante o estabelecimento de redes vinculadas a observações geométricas (nivelamento) e físicas (gravimetria). E mais, a exigência crescente na utilização de referenciais globais, leva a necessidade da definição da posição geocêntrica dos marégrafos utilizados como referências fundamentais, de tal forma que seja possível a compatibilização das diversas redes altimétricas em diferentes regiões do globo;

2º) as modernas técnicas de posicionamento global, baseadas em sistemas espaciais (VLBI, LLR, SLR, GPS), abriram caminho para o posicionamento geométrico relativo entre pontos afastados. Aparentemente tal posicionamento relativo oferece grande precisão, porém apresenta restrições quando considerada a diferença de natureza física entre as coordenadas horizontais e verticais. Este fato fica evidenciado quando se utilizam técnicas da Geodésia Celeste. Para este tipo de posicionamento, com base nas redes planimétricas e altimétricas existentes, implicam na mesclagem de coordenadas geométricas com coordenadas físicas. Em adição, a diferença de precisão entre elas, somada aos efeitos geodinâmicos que implicam em alteração da forma da Terra e do geopotencial, constituem aspectos que limitam a precisão do posicionamento relativo e constituem temas fundamentais para a pesquisa.

3º) em função da exigência cada vez maior de precisão dos métodos geodésicos, os aspectos geodinâmicos associados à crosta e suas implicações físicas têm assumido lugar de destaque. Efeitos como os deslocamentos crustais e a flexão diferencial oriundos das marés terrestres e oceânicas, têm participação fundamental no posicionamento geodésico diferencial, principalmente sobre bases longas, no nivelamento geodésico de precisão e na gravimetria. Tais efeitos, de resposta regional às marés, podem ser avaliados através da mensuração da componente vertical das marés terrestres (maré gravimétrica) e da determinação do efeito indireto das marés oceânicas (efeito oceânico) nas porções terrestres.

A necessidade da determinação dos efeitos dinâmicos do oceano sobre o *Datum*, dos efeitos diferenciais entre o *Datum* e os pontos da rede, e também dos efeitos associados

com as heterogeneidades laterais da distribuição de massas entre alguns pontos da rede, exigem a realização de observações multiparamétricas devido ao envolvimento de um grande número de variáveis geométricas e físicas. A caracterização e observação dos valores destas variáveis constituem os maiores desafios atuais para a Geodésia e são discutidas no presente trabalho. Desta forma, foi estabelecido um experimento multiparamétrico em um perfil de estações no sul do Brasil, o qual visou propiciar as condições básicas para a pesquisa de modelos para a discriminação dos seguintes efeitos físicos:

- resposta da Terra a diferentes variáveis físicas;
- efeito de carga direta e indireta produzidas pelo oceano sobre as diferentes regiões continentais;
- variação destes efeitos em diferentes regiões costeiras;
- propagação do mesmo efeito nas regiões intracontinentais;
- efeito diferencial real das marés terrestres entre pontos afastados da rede;
- unificação de diferentes referências maregráficas;
- variações temporais no NMM;
- topografia do NMM em relação ao Geóide nos locais de observação.

Muitos destes efeitos só podem ser discriminados e determinados após longos períodos de observação (vários anos). Desta forma, no presente trabalho procura-se a abordagem conceitual destes efeitos, porém os resultados práticos apresentados são aqueles possíveis de serem obtidos em um curto período de observação. A abordagem do problema partiu do desdobramento dos estudos em duas fases: uma primeira fase destinada para a avaliação dos efeitos geodinâmicos significativos para esta pesquisa e uma segunda, para o estabelecimento de uma proposta de anteprojeto objetivando introduzir conceitos físicos e contribuir para a melhoria da rede vertical existente, via análise dos efeitos geodinâmicos no *Datum* e em um segmento da rede, possibilitando sua integração com a rede SIRGAS.

Para a primeira fase foi estabelecido um perfil de observação com cerca de 315 *km*, aproximadamente em linha reta. Ao longo deste perfil foram implantadas três estações localizadas em Imbituba/SC, Blumenau/SC e Curitiba/PR, envolvendo observações simultâneas de maré gravimétrica (6 meses), observações contínuas com GPS (42 dias) e da pressão atmosférica (6 meses), e adicionalmente em Imbituba/SC, o comportamento da maré oceânica na região do *Datum* vertical (42 dias), através da coleta de dados por um marégrafo digital instalado no cais do porto.

Para a segunda fase, basicamente o estudo se concentrou em estabelecer uma metodologia para a incorporação da análise da influência de diferentes parâmetros físicos à rede vertical, em adição aos geométricos. Como pressuposto básico, partiu-se da necessidade da determinação e do controle das funções de transferência entre a Terra e as variáveis tratadas, principalmente pelo estudo de mútuas admitâncias e controle do instrumental empregado.

Objetivando estabelecer uma seqüência lógica dos assuntos a serem abordados e proporcionar uma melhor compreensão do seu conteúdo, a apresentação do trabalho está estruturada sob a forma de capítulos e apêndices. Desta forma, no capítulo 2 aborda-se a fundamentação teórica das interações oceano-continente e suas implicações nas redes verticais de alta precisão. O capítulo 3 aborda o tema Altimetria de Precisão a partir de uma visão atual. O experimento multiparamétrico estabelecido para nortear as investigações propostas e possibilitar a discriminação possível, dos efeitos físicos e geodinâmicos de interesse, é descrito no capítulo 4. As técnicas e procedimentos adotados para a coleta e processamento das observações são discutidas no capítulo 5. No capítulo 6 descrevem-se os procedimentos adotados para a análise das observações. A integração das observações multiparamétricas bem como as correlações estudadas, são apresentadas no capítulo 7. Finalmente o Capítulo 8 reúne as principais conclusões do trabalho, da mesma forma que apresenta algumas recomendações.

Uma Introdução ao estudo das marés terrestres, abordando a força e o potencial geradores de maré, é apresentada no Apêndice A. No Apêndice B, faz-se uma abordagem sobre os Números de Love e sua importância no relacionamento com as deformações superficiais do planeta Terra. Os resultados de interesse e algumas análises realizadas estão sintetizadas nos apêndices C e D.

Capítulo 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA: INTERAÇÕES OCEANO-CONTINENTE E SUAS IMPLICAÇÕES NAS REDES VERTICAIS DE ALTA PRECISÃO

O nível de precisão requerido em levantamentos altimétricos, tem exigido um aprimoramento nos equipamentos e técnicas empregados. Também, a discussão do referencial, materializado por redes geodésicas, é pertinente, uma vez que deve ter precisão compatível com as exigências qualitativas determinadas pelas aplicações. Os padrões internacionais têm apontado para uma precisão desejável de $1\text{ mm}\sqrt{K}$, para as redes verticais fundamentais, onde K é a média da distância nivelada e contra-nivelada em quilômetros. Por outro lado, a acurácia pretendida para a compatibilização das diferentes redes mundiais (Kumar, 1994)^[70], situa-se hoje a um nível de cerca de 10 cm (Melchior & Francis, 1996)^[84]. Tal fato decorre principalmente das missões ERS1 e TOPEX/POSEIDON, as quais permitiram acurácias melhores que 5 cm nos modelos cotidianos (Andersen, 1995a/1995b)^{[4][5]}, os quais são a base da determinação do Geóide (superfície equipotencial do campo da gravidade da Terra que mais se aproxima do NMM (Vanicek & Krakiwsky, 1982)^[118] nos oceanos.

Quando se imagina redes de dimensões continentais, tal como a RVB, e também a sua coerência com as redes mundiais, devem ser previstos vários procedimentos para a manutenção dos índices desejáveis de precisão e acurácia. No âmbito das aplicações com base nestas redes, as técnicas espaciais de posicionamento, principalmente as baseadas no GPS, têm assumido uma importância bastante grande pelas suas potencialidades. No entanto, todos estes pressupostos exigem a consideração entre outros, dos seguintes aspectos:

- 1) na definição do Datum, usualmente em ponto costeiro, associado com um marégrafo, ou a utilização de um conjunto de marégrafos, para atender ao pressuposto da

coerência de redes com extensão continental e também com outras redes mundiais, devem ser estudadas as relações entre o NMM local e sua "topografia" em relação ao Geóide (Fenoglio-Marc, 1996)^[41];

2) diferentes aspectos geodinâmicos se fazem presentes na definição do Datum, na conexão entre diferentes marégrafos e também na manutenção temporal da altitude de referência (de Freitas, 1996)^[19], (de Freitas & Cordini, 1998)^{[19][24]};

3) dentre as redes existentes, muitas devem ser reformuladas, com reocupação seletiva de pontos, visando a sua adequação aos requisitos de precisão e controle da rede existente, definição do Datum e adoção de um sistema de altitudes com significado físico (Zilkoski et al., 1992; Fury, 1996)^{[128][49]};

4) vínculo das redes altimétricas dotadas de significado físico, com sistemas geodésicos de referência geocêntricos, de natureza geométrica, tal como pressuposto no projeto SIRGAS (IBGE, 1997)^[61], para a definição do Geóide nos continentes e redes verticais continentais baseadas em GPS (IAG - Comissão X - EUREF, 1995)^[60];

5) adequação das técnicas de posicionamento vertical, visando o controle de uma série de variáveis ambientais que interferem nas operações de nivelamento (de Freitas et al., 1998)^{[23][24]};

6) o posicionamento altimétrico de alta precisão com técnicas espaciais, principalmente sobre bases longas, é afetado por aspectos geodinâmicos diferenciais e por limitações de ordem física neste tipo de posicionamento de natureza geométrica (de Freitas & Luz, 1995)^[25];

7) a modelagem do Geóide com acurácia, local ou regionalmente, é requerida em diversas aplicações; para tal concorrem determinações gravimétricas, aplicação de modelos do geopotencial e posicionamento vertical por técnicas convencionais e GPS (Kuang et al., 1996)^[69].

A gama de problemas associados com estes aspectos é evidentemente bastante grande, pressupondo estudos de diferentes naturezas. Muitos destes aspectos são abordados de forma clara nas referências apresentadas. No entanto, um aspecto pouco explorado é o da consideração dos efeitos geodinâmicos, quer na definição do Datum, quer no posicionamento relativo, principalmente considerando as técnicas de posicionamento baseadas em GPS. Paralelamente a estes fenômenos, devem ser analisadas também as características técnicas do posicionamento geocêntrico do Datum, em vista dos fenô-

menos geodinâmicos decorrentes da interação oceano-continente e as implicações dos parâmetros de ambiente nestas determinações.

Os aspectos até aqui apresentados e que motivaram o desenvolvimento deste trabalho, são alguns dos tópicos atualmente recomendados para investigação, por organismos internacionais ligados com a Geodésia. O estudo referente aos aspectos geodinâmicos de interesse em redes verticais é muito recente. Em 1997, já com cerca de dois anos de estudos realizados, o tema do presente trabalho passou a ser considerado prioritário para a pesquisa conforme deliberação do Grupo de Geodinâmica da AGU e também do Grupo V da IAG^[59].

Com o lançamento da fase III do projeto SIRGAS, referente à questão altimétrica, o experimento multiparamétrico já em andamento em perfil no sul do Brasil, assumiu importância fundamental na definição de estratégias. O Grupo III do referido projeto, encarregado da definição de um Sistema Vertical de Referência para a América do Sul, estabelece como pressuposto inicial o contido em SIRGAS GT III (1998):

"A recente determinação do Datum SIRGAS garante a coerência entre os diversos marcos geodésicos nacionais, pois se constitui em um sistema único de referência horizontal. Entretanto, a disparidade persiste ao se comparar a posição vertical entre países vizinhos. Esta circunstância obriga que para a manutenção do sistema SIRGAS seja adicionada a definição de um sistema vertical que satisfaça não somente as demandas da representação cartográfica, mas também as exigências de controle geodésico atual e a homogeneização desta informação a nível internacional. Este novo sistema deve obedecer a uma combinação consistente das alturas niveladas, dos dados de gravidade existentes e das alturas elipsoidais obtidas mediante os levantamentos GPS, sem descuidar da normalização que um modelo geoidal gravimétrico lhes impõe. A determinação de tal sistema vertical considera quatro aspectos fundamentais: definição do tipo de altura que melhor se adapte à sua estrutura, determinação do referencial básico a que estão referidas tais alturas, materialização destas mediante a realização de um marco de referência e, finalmente, acompanhar a sua variação ao longo do tempo."

Claramente se observa que um dos pressupostos fundamentais é a definição da posição geocêntrica dos diferentes Data Nacionais, como meio de compatibilização das diferentes redes continentais.

2.1 Espectro das marés terrestres

As constituintes das marés terrestres foram determinadas pela primeira vez por Doodson (1922), publicando um desenvolvimento com 386 componentes da amplitude teórica de maré, com precisão melhor que $1\mu Gal$. Mais tarde, Cartwright & Tayler (1971)^[18] e Cartwright & Edden (1973)^[17], já com auxílio computacional, estenderam o desenvolvimento para mais de 500 componentes, com precisão de $\pm 0,03\mu Gal$. Atualmente existem desenvolvimentos para mais de 3000 componentes, com precisão de $\pm 0,005\mu Gal$.

Na Tabela (2.1) são apresentadas as principais ondas do espectro das marés terrestres, usualmente empregadas nas análises.

2.2 Efeitos geodinâmicos em redes verticais

O estabelecimento de SGR globais (geocêntricos) possibilita a conexão global de redes geodésicas de controle horizontal e também a conexão de redes altimétricas de alta precisão. Desta forma, aspectos como as interações dos continentes com os oceanos e atmosfera devem ser analisados em relação a resposta dinâmica da Terra, de forma a permitir a discriminação entre movimentos seculares tais como, os movimentos verticais orogênicos e epirogênicos¹ da crosta no local de instalação do marégrafo e movimentos eustáticos² associados com as variações absolutas do NMM, entre outros. Além destes, os movimentos devidos à cargas periódicas (Farrel, 1972)^[39] tais como a flexão diferencial da crosta provocada pelas marés terrestres e atmosféricas (de Freitas, 1993)^[30], são fundamentais para o posicionamento relativo sobre bases longas, com a aplicação de técnicas espaciais (VanDam et al., 1994; de Freitas & Luz, 1995)^{[116][25]}. Os aspectos relacionados com a evolução na definição dos SGR, envolvem desde a concepção puramente geométrica até os sistemas mais atuais, com a introdução do conceito de posição geocêntrica e da predição de variações temporais. Os aspectos relacionados com o geopotencial são fundamentais para a definição das grandezas pertinentes à definição

¹Movimentos orogênicos são os movimentos seculares responsáveis pelo surgimento do relevo da crosta terrestre. É um caso particular dos movimentos epirogênicos, que são movimentos seculares de grande amplitude graças aos quais se formam os continentes.

²Movimentos eustáticos são movimentos que causam a variação do nível dos mares, causada pelo aumento da quantidade de água (degelo nos pólos), ou por motivos tectônicos no fundo oceânico ou ainda pelo acúmulo progressivo dos sedimentos no assoalho oceânico.

Tabela 2.1: Principais ondas do espectro de marés terrestres.

Símb.	Freq. ($^{\circ}$ /h)	Amplitude (nanogal)	Origem	Espécie
M0	0,0	50458	Lua	L. Período
S0	0,0	23411	Sol	L. Período
Sa	0,041067	1176	Sol	L. Período
Ssa	0,082137	7287	Sol	L. Período
Mm	0,544375	8254	Lua	L. Período
Mf	1,098033	15642	Lua	L. Período
Q1	13,398661	7216	Lua	Diurna
O1	13,943036	37689	Lua	Diurna
M1	14,496694	-2964	Lua	Diurna
Π1	14,917865	1029	Sol	Diurna
P1	14,958931	17554	Sol	Diurna
S1	15,000002	-423	Sol	Diurna
^L K1	15,041069	-36233	Lua	Diurna
^S K1	15,041069	-16817	Sol	Diurna
Ψ1	15,082135	-423	Sol	Diurna
Φ1	15,123206	-756	Sol	Diurna
J1	15,585443	-2964	Lua	Diurna
OO1	16,139102	-1623	Lua	Diurna
2N2	27,895355	2301	Lua	S. Diurna
μ2	27,968208	2777	Lua	S. Diurna
N2	28,439730	17387	Lua	S. Diurna
ν2	28,512583	3303	Lua	S. Diurna
M2	28,984104	90812	Lua	S. Diurna
λ2	29,455625	-670	Lua	S. Diurna
L2	29,528479	-2567	Lua	S. Diurna
T2	29,958933	2479	Sol	S. Diurna
S2	30,00000	42286	Sol	S. Diurna
R2	30,041067	-354	Sol	S. Diurna
^L K2	30,082137	7858	Lua	S. Diurna
^S K2	30,082137	3648	Sol	S. Diurna
M3	43,476156	-1188	Lua	Ter-Diurna

Fonte: Melchior, 1983a

do geóide. Tal definição visa basicamente a descrição de uma superfície de referência altimétrica global, base para a conexão de diferentes redes geodésicas, tal como a RVB. Para tanto é fundamental a consideração de aspectos relacionados com a Geodinâmica, que implicam em conceitos tais como: geóide não perturbado por maré - nontidal geoid; geóide médio - mean geoid; e geóide de nível zero - zero geoid (Kakkuri & Poutanen, 1997)^[67].

O primeiro passo para a discriminação dos efeitos dos movimentos seculares sobre o Datum de uma rede altimétrica, é a fixação da sua posição geocêntrica, definida em determinada época e verificada dentro de determinados intervalos de tempo. A determinação dos efeitos seculares pressupõe a existência de longos períodos de observação maregráfica e a fixação da posição geocêntrica do marégrafo, tornando possível a discriminação dos movimentos orogênicos e epirogênicos, já citados. Tal procedimento exige o estabelecimento de redes de observação associando diferentes marégrafos com pontos de uma rede geodésica continental, tal como a rede SIRGAS. A associação das informações assim obtidas, injuncionadas com observações absolutas da gravidade visando uma melhor determinação do geopotencial e também, com a determinação da topografia do NMM no Datum (abordada na seqüência), permitem a determinação da posição do geóide naquele ponto. Este conjunto de procedimentos demanda o estabelecimento de projetos de grande amplitude e permanência, visando essencialmente a manutenção do valor da altitude de referência absoluta.

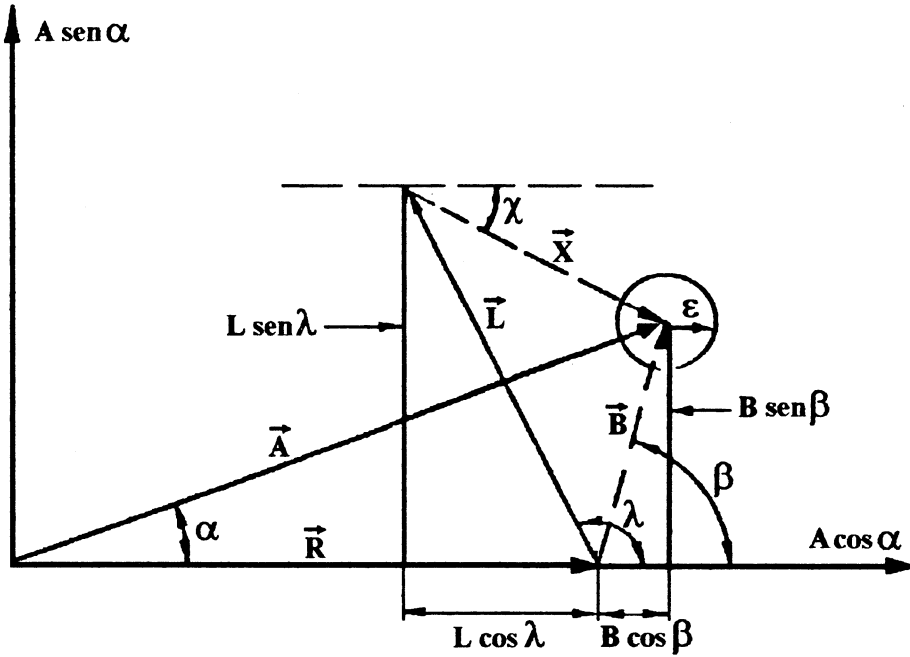
Os efeitos geodinâmicos devidos à cargas periódicas tais como as produzidas pelas marés terrestres, efeito indireto dos oceanos e variações da pressão atmosférica (Melchior, 1983)^[88], são bem modelados em escala global. Considerando na Figura (2.1), $\mathbf{R}(R, 0^0)$ como o vetor da carga predita para um determinado modelo de Terra, tomado como referência de fase para a análise vetorial do fenômeno, $\mathbf{A}(A, \alpha)$ o vetor da carga observada, $\mathbf{B}(B, \beta)$ o vetor dos resíduos locais, $\mathbf{L}(L, \lambda)$ o vetor predito da carga devida a interação com a atmosfera ou o oceano e $\mathbf{X}(X, \chi)$ o vetor da resposta anômala final, podem ser estabelecidas as relações (Melchior & DeBecker, 1983)^[82]:

$$\vec{B}(B, \beta) = \vec{A}(A, \alpha) - \vec{R}(R, 0^0) \quad (2.1)$$

e

$$\vec{X}(X, \chi) = \vec{B}(B, \beta) - \vec{L}(L, \lambda) \quad (2.2)$$

Figura 2.1: Diagrama vetorial para uma onda de maré gravimétrica: ε = erros de observação



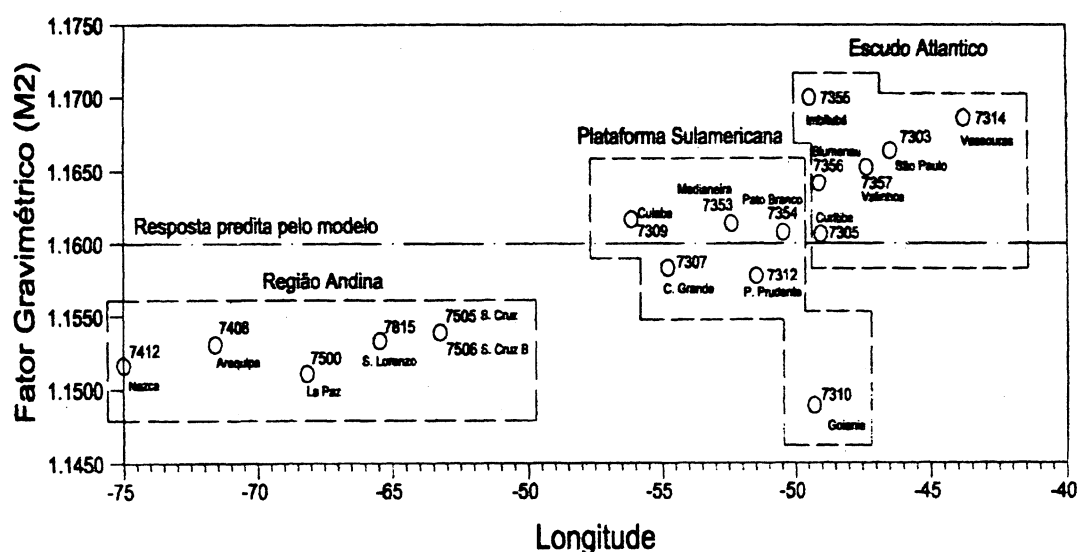
No presente trabalho, o vetor \vec{A} corresponde ao vetor da maré gravimétrica observada nos locais de observação; o vetor \vec{B} é obtido de acordo com a expressão (2.1); o vetor \vec{L} representa o vetor resultante da interação com o oceano e obtido a partir dos cinco modelos oceânicos disponíveis; o vetor \vec{X} representa o vetor dos resíduos finais de maré gravimétrica da estação, corrigidos do efeito oceânico (efeito indireto) e é obtido a partir da expressão (2.2).

Da Figura (2.1) deduz-se que a componente cosseno do vetor $\vec{X} \rightarrow X \cos \chi$ que está em fase com o modelo, representa a deformação deste e caracteriza a resposta anômala local, a menos dos erros instrumentais ε , os quais podem ser avaliados pela sua componente seno ($X \sin \chi$), não correlacionada com o modelo. Em geodinâmica, a componente $X \cos \chi$ é denominada *anomalia de maré gravimétrica* e é usada para a interpretação da resposta anômala local (ou deformação); assim, a resposta pode ser *super*, *sub* ou *normal*, conforme o valor da anomalia seja respectivamente maior que $0,5 \mu\text{Gal}$, menor que $-0,5 \mu\text{Gal}$ ou estar contida entre estes valores.

As discrepâncias locais de resposta da Terra aos efeitos de cargas periódicas, podem ser consideradas como perturbações de alta frequência na determinação do Datum. Tais perturbações, em princípio, podem ser eliminadas pela adoção de técnicas

de filtragem para a determinação do NMM e efeitos seculares. No entanto, para o posicionamento costeiro e intracontinental relativo, elas devem ser consideradas, uma vez que causam flexão crustal diferencial, a qual depende também de características locais de resposta, devidas a heterogeneidades laterais da crosta. Estas só podem ser adequadamente determinadas com observações a nível regional, tal como demonstrado por de Freitas (1993)^[25] para um perfil transcontinental na América do Sul, ilustrado pela Figura (2.2), extraídas de (de Freitas, 1993)^[30], atualizada com a inclusão das estações ora investigadas³.

Figura 2.2: Distribuição do fator gravimétrico para a onda (M2) das estações investigadas na placa Sul-Americana.



A Figura (2.2) mostra três grupos de estações gravimétricas na América do Sul, agrupadas de acordo com a resposta local em relação a resposta predita pelo modelo, para a onda M2. Observa-se que a resposta individual de cada estação ao efeito de maré gravimétrica é função das características locais de resposta, devidas às hetero-

³Fator gravimétrico: A relação entre a amplitude da maré observada e aquela para um modelo de Terra rígida é denominado *fator gravimétrico observado*. No domínio das frequências, este fator é definido como sendo a função de transferência entre a componente da força de maré gravimétrica em um ponto da Terra e as variações da maré gravimétrica medidas por um gravímetro no mesmo ponto. A relação entre a amplitude predita para um modelo estrutural de Terra e a da Terra rígida, é denominada *fator gravimétrico teórico ou predito*.

geneidades laterais da crosta. Assim, estão englobadas na Região Andina, as estações com fator gravimétrico inferior ao valor predito pelo modelo ($\delta = 1,1600$); aquelas estações com δ superior ao valor predito estão distribuídas ao longo do Escudo Atlântico (região próxima do litoral), enquanto as demais estações agrupam-se na Plataforma Sulamericana, cujos δ oscilam em torno do valor predito pelo modelo (excessão feita a estação de Goiânia (# 7310), por apresentar perturbações termiais). Dentro deste contexto, fica evidente a necessidade de se considerar os aspectos acima, tendo em vista as diferentes respostas ao efeito das marés terrestres, principalmente no posicionamento relativo sobre bases longas, onde as estações estão sujeitas à flexão crustal diferenciada. Será visto mais adiante que o problema se agrava quando uma das estações situa-se na região litorânea, onde os efeitos locais de circulação costeira, não previstos nos modelos oceânicos, causam perturbações significativas nas medidas de maré gravimétrica e nas medidas com GPS.

Outro aspecto importante a ser analisado diz respeito à altimetria por satélite em regiões de transição entre o oceano e o continente. Nesta região existem efeitos de reflexão anômala de sinais, que afetam as determinações da altimetria oceânica com técnicas espaciais em regiões próximas à costa, tais como as do ERS1 e TOPEX/POSEIDON. A perda de acurácia neste caso impede a aplicação desta técnica para a determinação da topografia costeira do NMM. Também os efeitos locais de circulação oceânica, não previstos nos modelos cotidianos (e.g. Schwiderski, 1980; Andersen, 1995a)^{[106][4]}, também impedem uma determinação adequada dos efeitos indiretos dos oceanos principalmente em regiões costeiras. Desta forma, devem existir também injunções locais que permitam contornar tais problemas. As respostas anômalas da Terra, se corretamente determinadas, devem conter as informações necessárias para a determinação das anomalias da topografia do NMM no marégrafo e os efeitos não previstos para a flexão crustal. O nível atual de precisão alcançado por técnicas espaciais de posicionamento e de mensuração das marés gravimétricas, abriu novos horizontes para o estudo de efeitos geodinâmicos de marés terrestres e oceânicas no posicionamento horizontal e vertical. De forma pragmática, podem ser associadas observações de marés gravimétricas como elemento discriminador da resposta flexural local e do efeito indireto dos oceanos, quando associada com determinações paralelas de posição geocêntrica por técnicas espaciais, tal como a possibilitada por observações com GPS,

utilizando como base, estações fiduciais, tais como as propostas por Beutler (1992)^[13].

2.3 Marés oceânicas

A seguir, sem a pretensão de esgotar o assunto, serão apresentados os fundamentos teóricos do fenômeno das marés, transcritos do trabalho minucioso desenvolvido por Marone (1991)^[80]. As variáveis meteorológicas, pressão atmosférica e temperatura, são estudadas e correlacionadas com as alturas do nível do mar, observadas no porto de Imbituba/SC, objetivando verificar a real interação entre estas variáveis com a maré oceânica e também com a maré gravimétrica.

Os dados do nível do mar tratados e analisados neste trabalho correspondem as medidas da altura de maré no cais do porto de Imbituba/SC, localizado no sul do Brasil a uma latitude de $28^{\circ} 14' 11,8106''$ S e longitude $48^{\circ} 39' 21,8817''$ W e altitude de 12,4798 metros. Os dados foram coletados no período de 09/04/97 a 21/05/97.

2.3.1 Maré Oceânica: Fundamentos Teóricos

*O fenômeno das marés caracterizam as variações do nível do mar ao longo do tempo. Desde Aristóteles o fenômeno já é conhecido e sua causa relacionada com os movimentos da Lua e do Sol. A Figura (2.3) permite modelar de forma simplificada as causas que a provocam; considere-se **E** e **M** dois corpos de forma esférica e separados por uma distância **a**. O corpo **E** gira em torno do eixo **j** e se encontra completamente coberto por uma camada d'água de profundidade constante. O corpo **M** gira ao redor do corpo **E** numa órbita circular.*

*Desde que o sistema dos dois corpos seja suposto estar em equilíbrio, os efeitos centrífugos e gravitacional no centro do corpo **E** deverão ser iguais e de sentidos opostos. Sendo **G** a constante gravitacional, **M** a massa do corpo **M**, μ um elemento de massa na superfície de **E** e **R** o raio do corpo **E**, é possível representar o diagrama de equilíbrio das forças atuantes no corpo **E** pela ação das forças gravitacional e centrífuga sobre o elemento de massa. A Tabela (2.2) esquematiza o diagrama de equilíbrio das forças geradoras de maré.*

Como $R^2/a^2 \ll 2R/a$ é pertinente realizar a seguinte aproximação:

$$(a + R)^{-2} \cong a^{-2}(1 - 2R/a) \quad (2.3)$$

Figura 2.3: Sistema simplificado de dois corpos celestes girando em torno do centro de massa

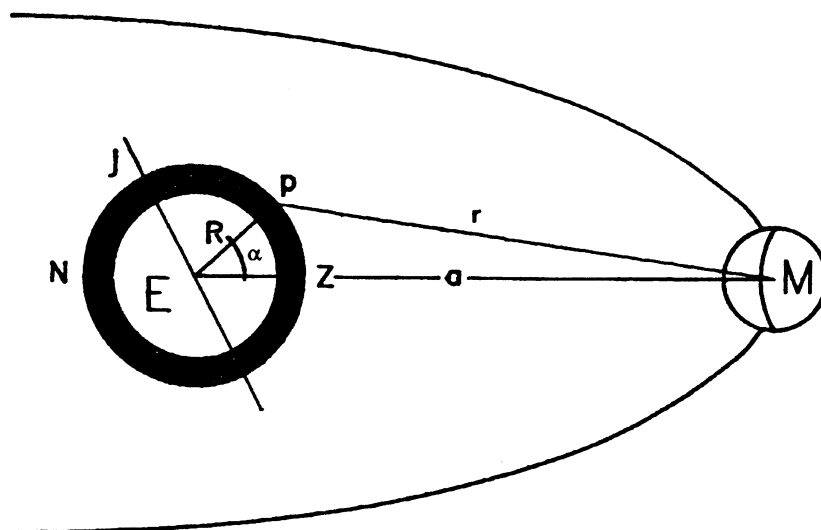


Tabela 2.2: Diagrama de equilíbrio das forças geradoras de maré num modelo simplificado

Ação	Zênite	Centro	Nadir
Gravitação	$G\mu M (a - R)^{-2}$	$\mu M a^{-2}$	$G\mu M (a + R)^{-2}$
Centrífuga	$-\mu M a^{-2}$	$-\mu M a^{-2}$	$-\mu M a^{-2}$
Força geradora de maré	$G\mu M ((a - R)^{-2} - a^{-2})$	0	$-G\mu M (a^{-2} - (a + R)^{-2})$

Fonte: (Marone, 1991)

$$(a - R)^{-2} \cong a^{-2}(1 + 2R/a) \quad (2.4)$$

Combinando as expressões (2.3) e (2.4) com as expressões da força geradora de maré da Tabela (2.2), resulta para a Força Geradora de Maré, as seguintes expressões:

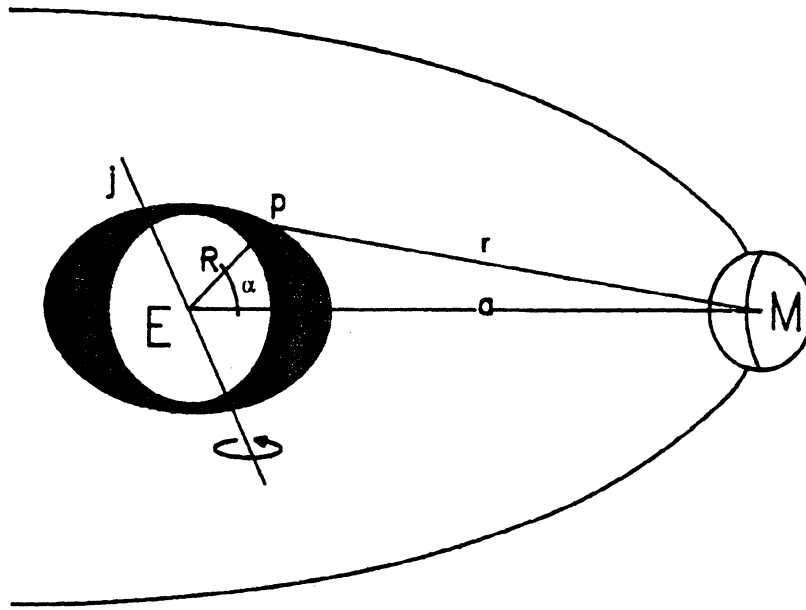
$$\text{No Zênite} \quad +G \mu M 2R/a^3$$

$$\text{No Nadir} \quad -G \mu M 2R/a^3$$

Sob o efeito das forças geradoras de maré relatadas acima, a camada d'água que envolve o corpo E apresentará a forma da Figura (2.4). Como o corpo E gira em torno

do eixo j , o ponto p na sua superfície sofrerá duas marés altas (cheias) e duas marés baixas, a cada rotação completa do corpo E . A distância entre o ponto p e o centro de massa do corpo M é representada por r .

Figura 2.4: Forma da superfície do planeta coberta totalmente de água, sob a ação das forças geradoras de maré.



Nem o corpo E é exatamente a Terra nem M a Lua ou o Sol: eles não são perfeitamente esféricos, as órbitas também não, o plano de rotação ou eclíptica não é circular nem permanece na mesma posição relativa ao eixo de rotação da Terra, e, por último, a Terra não está coberta por uma camada d'água de profundidade constante. Todos esses fatos modificam o padrão das marés num dado ponto da superfície da Terra "real".

Conhecida a força geradora de maré e os movimentos relativos da Terra, Lua e Sol, Godin (1972)^[53] define o potencial gerador de maré em função da constante de gravitação universal G e da massa do corpo perturbador M , Lua ou Sol, como:

$$V = \frac{G M}{(R^2 + a^2 - 2 R a \cos\alpha)^{1/2}} \quad (2.5)$$

onde o denominador da expressão (2.5) é a distância do ponto p ao centro de gravidade do corpo perturbador; o inverso desta distância é dado por:

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{a} \left[1 - 2 \left(\frac{R}{a} \right) \cos \alpha + \left(\frac{R}{a} \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (2.6)$$

que desenvolvida em série de potências, resulta:

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{a} \left[1 + \left(\frac{R}{a} \right) \cos \alpha + \left(\frac{R}{a} \right)^2 \left(\frac{3}{2} \cos^2 \alpha - \frac{1}{2} \right) + \dots \right] \quad (2.7)$$

A equação (2.7) lembra a função geratriz dos polinômios de Legendre de grau n , $P_n(\cos \alpha)$; assim pode-se escrever:

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{a} \right)^n P_n(\cos \alpha) \quad (2.8)$$

Assim, o potencial gerador de maré pode ser expresso em função dos Polinômios de Legendre:

$$V = \frac{GM R^2}{a^3} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{R}{a} \right)^{n-2} P_n(\cos \alpha) \quad (2.9)$$

Definidas as colatitudes θ e as latitudes λ , a posição do ponto \mathbf{p} será $p(\theta, \lambda)$ e para o corpo perturbador $M(\theta_m, \lambda_m)$. Neste caso o ângulo α pode ser substituído:

$$\cos \alpha = \cos \theta \cdot \cos \theta_m + \sin \theta \cdot \sin \theta_m \cdot \cos(\lambda - \lambda_m)$$

e o potencial pode ser finalmente reescrito:

$$V = \frac{GM R^2}{a^3} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{R}{a} \right)^{n-2} P_n(\cos \theta \cdot \cos \theta_m + \sin \theta \cdot \sin \theta_m \cdot \cos(\lambda - \lambda_m)) \quad (2.10)$$

Os termos correspondentes aos $n > 3$ podem ser desprezados para a Lua e os correspondentes a $n > 2$ para o Sol, devido à rápida convergência da série.

Como o movimento do corpo perturbador, Lua ou Sol, é repetitivo com períodos de 24h 50min para a Lua e 24h para o Sol, tanto θ_m como λ_m serão frequências de oscilação do potencial gerador de maré que, quando multiplicadas, $\theta_m, 2\theta_m, 3\theta_m, \lambda_m, 2\lambda_m, 3\lambda_m$, etc., nos termos da equação (2.10), determinam tantas outras frequências de oscilação no potencial gerador, completando-se assim os efeitos harmônicos no potencial astronômico gerador de maré.

Cartwright & Edden (1973)^[17] identificam quatro faixas de frequências de oscilação, importantes para o potencial gerador de maré:

- componentes de longo período: 0 a 0,03 rad/h;
- componentes diurnas: 0,2 a 0,3 rad/h, ou 1 ciclo por dia;
- componentes semi-diurnas: 0,45 a 0,55 rad/h, ou 2 ciclos por dia;
- componentes ter-diurna: 0,7588 rad/h, ou 3 ciclos por dia.

Com isso, a tabela da maré de equilíbrio (astronômica) pôde então ser elaborada para estas faixas de maré (Cartwright & Tayler, 1971^[18]; Franco, 1981^[47]; Godin, 1972^[53]).

É importante destacar que, efeitos não lineares, quando em presença de águas rasas, por exemplo, geram oscilações não astronômicas na maré num dado ponto (Franco, 1975^[46]; Godin, 1972^[53]; Godin, 1980^[54]; França, 1988^[43]), com frequências iguais às somas algébricas das frequências astronômicas participantes na geração. Neste caso, pode-se encontrar marés com componentes quater, quinto, sexto-diurnas, etc., num dado ponto, sem serem estas puramente astronômicas.

2.3.2 Influências Meteorológicas

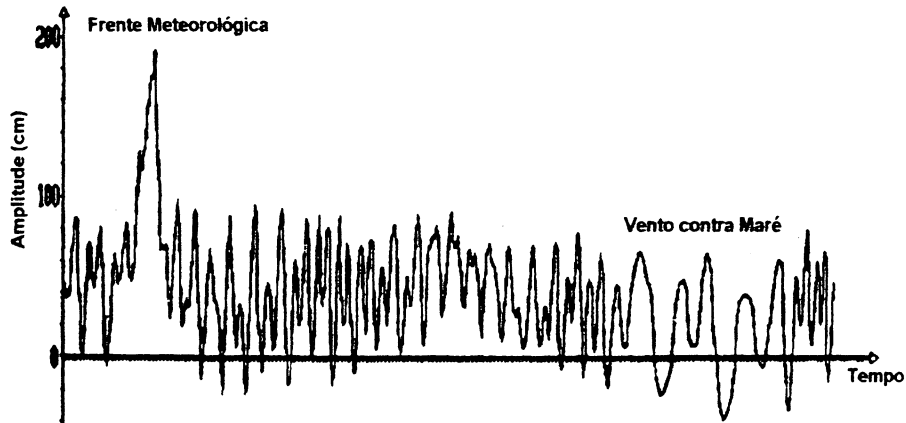
Se a causa da maré num dado ponto é devida ao potencial gerador de maré, um modelo adequado que levasse em consideração a verdadeira topografia dos fundos oceânicos, deveria, em teoria, fornecer os valores das alturas do nível do mar para cada ponto do mar e das costas com precisão só dependente da qualidade do modelo. No entanto, as variáveis meteorológicas tem um papel importante nas variações do nível do mar, e, se não levadas em consideração, nenhum modelo consegue se ajustar à realidade.

Dentre os erros que os fenômenos meteorológicos introduzem numa análise de maré, deve-se destacar dois: os de tipo harmônico e os de tipo contínuo. Por harmônicos entende-se aquelas variações nas constantes de maré que são produzidas por uma insuficiente separação espectral de efeitos astronômicos e meteorológicos harmônicos com frequências muito próximas. Estes erros só podem ser minimizados com uma adequada filtragem dos dados para que seja possível a separação e o conseqüente estudo das frequências de maré puras (Godin, 1972)^[53].

Por outro lado, as instabilidades meteorológicas não harmônicas tais como passagens de frentes atmosféricas, introduzem erros aleatórios tanto na parte contínua como discreta do espectro. Num registro do nível do mar como o da Figura (2.5), a

existência de uma frente passando pelo local das medições é "percebida" pelo marégrafo, apresentando um salto espúrio no nível do mar durante a passagem da mesma ou provocando defasagens na onda de maré.

Figura 2.5: Efeito da passagem de uma frente meteorológica num registro de maré (Marone, 1991).



É importante notar que durante este período, no registro do nível do mar afetado pela frente meteorológica, não mais se encontram as constantes de maré e sim o resultado de interações desconhecidas entre a meteorologia e o potencial gerador de maré. Com isso, serão introduzidos erros aleatórios na determinação das constantes de maré do local. Ou seja, as constantes originárias da astronomia serão substituídas por outras componentes, não mais as de maré.

Ventos e variações de pressão, geralmente associados a tempestades, podem aumentar ou diminuir a altura do nível do mar vários metros, durante períodos de algumas horas até dois ou três dias. Este fenômeno é conhecido como maré meteorológica, também referidas como ressacas.

As marés meteorológicas se juntam às marés astronômicas e aos efeitos locais (seiches: efeito de ressonância de alta frequência devido ao atrito com o fundo), e combinações de marés de sizígias, baixas pressões, ventos soprando em direção à costa, fortes chuvas associadas às tempestades e fenômenos de ressonância da bacia, podem provocar empilhamento de água contra a costa, inibir a descarga normal dos rios, produzindo inundações e enchentes de graves consequências para as atividades humanas. Portanto, o estudo das diferenças entre as marés previstas para um dado ponto e as

que realmente acontecem, é importante não só pelas aplicações científicas mas também como fator de prevenção.

A diferença entre a previsão de maré para um dado local, realizada a partir das constantes de maré obtidas de análises dos registros do nível do mar do local e a maré realmente observada, denomina-se maré meteorológica. Portanto, o resíduo entre ambas seria fundamentalmente devido a causas meteorológicas.

A maré meteorológica pode ser considerada uma onda se propagando e as previsões podem ser baseadas no estudo da maré observada em locais onde a onda de maré meteorológica passa bem antes. Para tal é necessário o conhecimento das correlações entre os parâmetros meteorológicos e o nível do mar. Entretanto, o nível do mar é determinado por diversas forças atuantes, muitas das quais desconhecidas ou misturadas e interagindo de tal forma que não é possível separá-las por modelos matemáticos simples.

Para se obter uma resolução tal, que seja possível separar, na parte discreta do espectro, as verdadeiras componentes astronômicas das meteorológicas quando muito próximas (frequências muito próximas) é necessário o emprego de filtros refinados (Marone, 1991)^[80]. Neste aspecto a contribuição da meteorologia é fundamental. Para se estudar com acurácia a interação da meteorologia com o nível do mar, deve-se estudar a banda de energia de baixas frequências num registro do nível do mar, já que até na faixa das componentes diurnas o espectro é contínuo. Assim, para correlacionar estes efeitos é necessário uma filtragem dos dados das alturas do nível do mar com filtros tipo passa baixa (permite passagem somente das baixas frequências).

Uma vez filtrado os dados, com a eliminação das altas frequências, o resultado corresponde às variações do nível do mar com as baixas frequências, sendo então possível a correlação entre esta série e as das variáveis meteorológicas (pressão atmosférica, ventos e temperatura).

2.3.3 Correção do efeito Torricelli

Uma outra correção das influências dos efeitos meteorológicos nos dados das alturas do nível do mar é referida à pressão atmosférica, cuja interação com o nível do mar observado é linear; uma variação de 1mm Hg na pressão atmosférica produz uma variação inversa de 1 cm na maré observada, segundo o princípio de Torricelli, conhecido também pela denominação barômetro invertido. No estudo de correlação entre os dados

de maré filtrados e corrigidos da pressão atmosférica, o coeficiente de correlação destes deverá ser menor que o correspondente aos dados filtrados sem a referida correção.

2.3.4 Picos de maré

Conforme visto anteriormente, a passagem de frentes atmosféricas são sentidas pelo marégrafo. Tais parâmetros modificam as alturas do nível do mar observadas de tal forma que aparecem nos registros como picos anormalmente altos e/ou valores muito baixos. Com o uso de filtros adequados mencionados anteriormente, é possível verificar a interação das variáveis meteorológicas com os valores do nível do mar. Uma análise visual da Figura (5.23) permite identificar a presença deste fenômeno.

2.4 Interação entre as marés terrestre, atmosférica e oceânica

Um estudo pormenorizado das interações entre as marés terrestre, atmosférica e oceânica para a América do Sul foi efetuado por de Freitas (1993)^[30]. Desta forma, transcreve-se na seqüência os conceitos fundamentais adotados no referido estudo, embasado na metodologia proposta por Farrel (1972)^[39], visando facilitar ao leitor a compreensão dos fenômenos envolvidos, os quais são necessários e importantes para a seqüência do presente trabalho.

As marés atmosféricas e oceânicas têm origem no mesmo fenômeno gravitacional que as marés terrestres, porém com efeitos totalmente diversos destas últimas, uma vez que estão associadas com as porções mais externas do planeta. As marés externas causam sobrecargas localizadas, as quais produzem efeitos distintos daqueles das marés terrestres. Outro aspecto importante é que existe uma interação acentuada principalmente entre as marés terrestre e oceânica, denominada efeito indireto. As respostas de diversos modelos de Terra diferem pouco relativamente às marés terrestres, de modo que a diferença entre a maré observada e a teórica deveria representar uma boa estimativa do efeito indireto. No entanto, a resposta aos carregamentos superficiais é bastante afetada pela estrutura e propriedades físicas da crosta e manto superior. Próximo ao sobrecarregamento superficial, a deformação é fortemente condicionada pela eventual

presença de uma astenosfera⁴ com profundidade anômala (ou deslocamento das isotermas) que atua diretamente na rigidez flexural (espessura elástica) da litosfera (Sclater et al., 1980)^[109], na natureza das estruturas regionais e também condicionada pelas propriedades dos sedimentos (Melchior et al., 1984)^[89]. Mesmo que as sobrecargas representem pressões na ordem de 50 mbar, suas ações cíclicas com alta frequência relativamente aos períodos de sedimentação, podem causar pressões excessivas nos poros dos materiais saturados (Melchior, 1989a)^[86] e uma perda da coesão dos materiais de agregação (Ambraseys, 1983)^[3].

A modelagem local dos efeitos das marés atmosféricas sobre as marés gravimétricas é relativamente simples, tendo em vista o seu pequeno efeito sobre as observações. Com uma boa aproximação, sobre as medidas da variação da gravidade, aplica-se uma correção derivada de modelos globais da atmosfera (Melchior, 1983a^[88]; Simon & Fleischer, 1989; Melchior & Ducarme, 1989a^[86]). Para aplicações de alta precisão de funções de transferência de gravímetros na determinação da resposta da Terra, em casos especiais, é exigido um estudo mais pormenorizado da admitância das marés gravimétricas observadas com as variações da pressão atmosférica (Schwab & de Freitas, 1997)^[105], porém não é o caso no presente estudo.

Já, para as marés oceânicas, a avaliação dos seus efeitos sobre as observações das marés terrestres é muito mais complexa. Apesar das marés oceânicas terem as mesmas componentes que as marés terrestres, suas fases e distribuição espacial têm uma forma totalmente diversa.

2.5 Efeito Indireto da Maré Oceânica na Maré Terrestre

Enquanto as marés terrestres têm amplitude com variação gradual e bem modelada em todo o corpo planetário, os efeitos indiretos variam de forma irregular, devido à descontinuidade da função motriz nas linhas costeiras e porque as marés oceânicas formam circulação localizada em torno de anfidrômicas (pontos cuja amplitude da maré oceânica é nula) (Farrel, 1972)^[39]. Estes dois tipos de marés diferem acentuadamente quanto aos efeitos na camada limite externa do planeta. As marés terrestres apresentam uma variação gradual das componentes dos esforços em todo o corpo planetário sofrendo

⁴Porção interior, mais plástica, da litosfera.

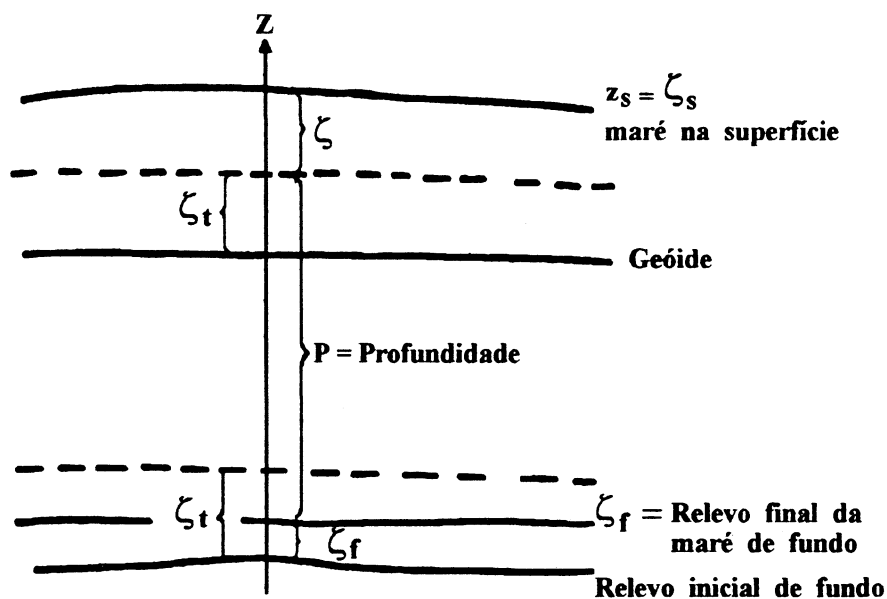
uma pequena influência das heterogeneidades mais superficiais. De forma diversa, as marés oceânicas produzem, quase que essencialmente, sobrecargas superficiais e pouco efeito no interior planetário (Varga, 1980)^[121]. Os efeitos das marés oceânicas, em pontos superficiais, podem atingir 15% da amplitude das marés gravimétricas, 25% das marés extensométricas e 90% das marés clinométricas, principalmente em regiões costeiras. A forma e as dimensões da bacia oceânica favorecem também o surgimento de efeitos de ressonância, predominantemente com períodos em torno de 12 horas (e.g. Atlântico e Mar do Norte), porém existindo regiões com períodos de ressonância em torno de 24 horas (e.g. Golfo do México e do Tonkin) e mesmo a ausência quase total de ressonância em regiões onde a amplitude das marés oceânicas é muito pequena (e.g. Mediterrâneo - Melchior & Ducarme, 1989a)^[86]. As frequências e amplitudes dos efeitos das marés oceânicas sobre regiões continentais podem ser previstas e aplicadas para a locação de estações de marés terrestres, visando uma minimização dos seus efeitos.

Pelo exposto, é evidente que qualquer interpretação das observações de maré terrestre deve levar em consideração um conhecimento adequado dos efeitos das marés oceânicas. As interações entre os dois tipos de maré decorre dos seguintes fenômenos produzidos pelas marés oceânicas, cujo conjunto é denominado efeito indireto (Melchior, 1983b)^[87]:

- 1) A atração direta das massas d'água periodicamente movimentadas, as quais causam desvio da vertical e variação na intensidade da gravidade;
- 2) A flexão do assoalho oceânico sob o carregamento adicional das massas deslocadas;
- 3) A variação no geopotencial devida às deformações da crosta terrestre, fenômeno este, cujos efeitos se opõem aos dois anteriores.

Adicionalmente, deve ser observado que as marés terrestres causam uma alteração na altura das marés oceânicas uma vez que agem também no fundo oceânico. Na Figura (2.6) é mostrado o efeito da componente vertical da maré terrestre sobre a maré oceânica, com uma série de efeitos de interação até uma situação de equilíbrio, onde ζ é a maré oceânica; ζ_t é a componente vertical da maré terrestre; ζ_S é a maré na superfície; ζ_f é a maré no fundo oceânico; $\zeta_{to} = \zeta_t - \zeta_f$ é a resposta subjacente da Terra à maré oceânica; p é a profundidade do oceano ao longo da vertical Z sobre a qual se analisa o efeito.

Figura 2.6: Influência da maré terrestre no fundo oceânico sobre a maré observada na superfície oceânica.



O desenvolvimento de um formalismo conveniente para a determinação dos efeitos indiretos superficiais sobre as marés terrestres, começou efetivamente com o estabelecimento das funções de Green para a determinação de deformações de uma esfera gravitacional elástica em consequência de sobrecarregamentos (Longman, 1962 e 1963)^{[74][75]}. Tendo em vista a formação destas funções para o cálculo de deformações, produzidas por massas superficiais, com condições de contorno para a superfície terrestre, Farrel (1972)^[39] reduziu o problema da determinação dos efeitos de sobrecarregamento em um ponto, à totalização de uma soma ponderada de números de Love (Ver Apêndice A) de sobrecarga, considerada uma função de distribuição relativa a este ponto. Formam-se conseqüentemente, tabelas de funções de Green de sobrecargas para modelos realísticos da Terra, tal que deslocamentos, inclinações, acelerações e deformações causadas por qualquer carregamento estático podem ser determinados, pela avaliação de uma integral de convolução⁵ sobre a região do sobrecarregamento em torno de onde deseja-se avaliar o efeito. A convolução das funções de Green, referentes à distribuição e respostas

⁵Integral de convolução no contexto deste trabalho, refere-se a soma dos efeitos obtidos pelo produto das transformadas de Fourier das funções de Green de sobrecarga, pelas respectivas amplitudes fornecidas pelas cartas cotidais para cada onda, também transformadas para o domínio das frequências.

típicas caracterizadas pelos números de Love de sobrecarga, com as massas deslocadas pelo efeito das marés oceânicas (obtidas a partir dos dados de amplitude e fases das marés oceânicas - cartas cotidianas) sobre todo o oceano, permite então a determinação do efeito indireto desde que o modelo adotado para a determinação dos números de Love de sobrecarga seja o mesmo empregado para a análise das marés terrestres. Este tipo de formulação teve aplicação limitada até o início da década de 80, pela precariedade dos modelos oceânicos até então existentes e mesmo aqueles com caráter global, apresentavam-se adequados apenas à regiões muito restritas e estabelecidos apenas para poucas ondas do espectro de maré (e.g. modelos de Bogdanov, Hendershott, Zahel, descritos em Melchior et al., 1980)^[85]. Até então, a observação das marés terrestres prestava-se muito mais à implementação dos modelos oceânicos, pela análise dos resíduos dados pela diferença entre a maré terrestre observada e a teórica (e.g. Baker, 1977)^[9]. Por falta de uma melhor condição de interpretação, estes resíduos eram totalmente atribuídos ao efeito indireto. Schwiderski (1980 a; 1980b)^{[106][107]}, construiu novos mapas de amplitudes e fases para as principais ondas de maré, baseadas na integração das equações da hidrodinâmica para as marés oceânicas, às quais adicionou termos para a correção de diversos efeitos e movimentos verticais do fundo oceânico devido às marés terrestres. Estes mapas representaram um avanço muito grande, pois permitem precisão ao nível de alguns décimos de μGal no cálculo do efeito indireto para a maior parte das superfícies continentais, possibilitando a escolha a priori dos locais mais favoráveis para a realização de observações. Devido a dimensão da malha adotada nestes mapas, $1^0 \times 1^0$ (efeito de grid) e a indefinição do modelo de manto, as regiões costeiras não são ainda bem modeladas. Normalmente, nestas áreas a região deve ser analisada de uma forma mais pormenorizada, o que é feito adotando-se uma malha mais densa e considerando a estrutura local associada.

2.6 Considerações sobre a Aplicação do Método de Farrel

Na Figura (2.7) são apresentados os valores das funções de Green G_{ur} e G_{ut} , para o modelo de Gutenberg-Bullen, normalizadas de acordo com a resposta de um semi-espaço com $v_p = 6,14 \text{ m/s}$ e $v_s = 3,55 \text{ m/s}$ ou equivalentemente: $h'_\infty = -4,96$ e $l'_\infty = 1,66$. Para $\theta = 0^0$ a resposta normalizada tende a 1. A resposta para carregamentos distantes é essencialmente governada pelo número de Love de baixo grau. A Tabela (2.3)

fornece o máximo grau dos números de Love de sobrecarga necessários para avaliar o deslocamento vertical. As funções de normalização para os deslocamentos vertical e tangencial são respectivamente:

$$G_{ur}^* = -\frac{g \sigma}{4\pi\mu\eta R\theta} = \frac{G h'_{\infty}}{g R\theta} \quad (2.11)$$

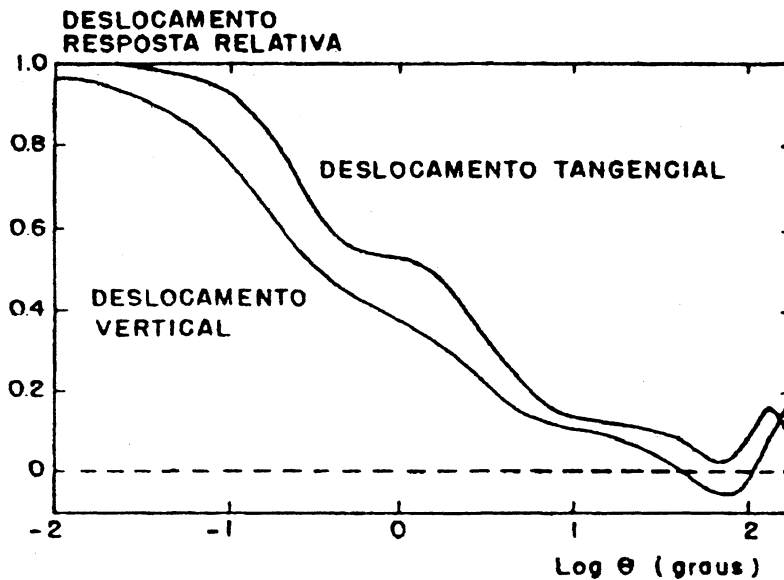
e

$$G_{ut}^* = -\frac{g}{4\pi\eta R\theta} = \frac{G l'_{\infty}}{g R\theta} \quad (2.12)$$

Tabela 2.3: Máximo grau n para avaliar deslocamentos verticais (Farrel, 1972).

$\theta =$	180°	130°	90°	40°	20°
$n =$	11	15	20	60	100

Figura 2.7: Componentes normalizadas G_{ur}/G_{ur}^* e G_{ut}/G_{ut}^*



A Figura (2.7) mostra as componentes normalizadas G_{ur}/G_{ur}^* e G_{ut}/G_{ut}^* , dos deslocamentos produzidos por um carregamento unitário a uma distância θ . Foi considerado um semi-espaço com $v_p = 6,14$ m/s e $v_s = 3,55$ m/s.

As funções de Green para as componentes vertical, da perturbação sobre a gravidade e horizontal, que implica na inclinação da vertical, são plotadas na Figura (2.8) para

dois modelos de manto, um com as propriedades de manto de escudo continental e o outro com as propriedades de manto oceânico. Estas são normalizadas respectivamente pelas funções que representam a parte newtoniana da atração direta:

$$G^*_g = \frac{g}{M} \sum_{n=0}^{\infty} n P_n(\cos\theta) \quad (2.13)$$

e

$$G^*_\zeta = \frac{1}{M} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\partial P_n(\cos\theta)}{\partial \theta} \quad (2.14)$$

A aceleração vertical é determinada aproximadamente, para pequenos valores de θ . A expressão resultante é:

$$G_g = \frac{g}{4M \text{sen}(\theta/2)} (-1 + 4h'_\infty - 2k'_\infty) \quad (2.15)$$

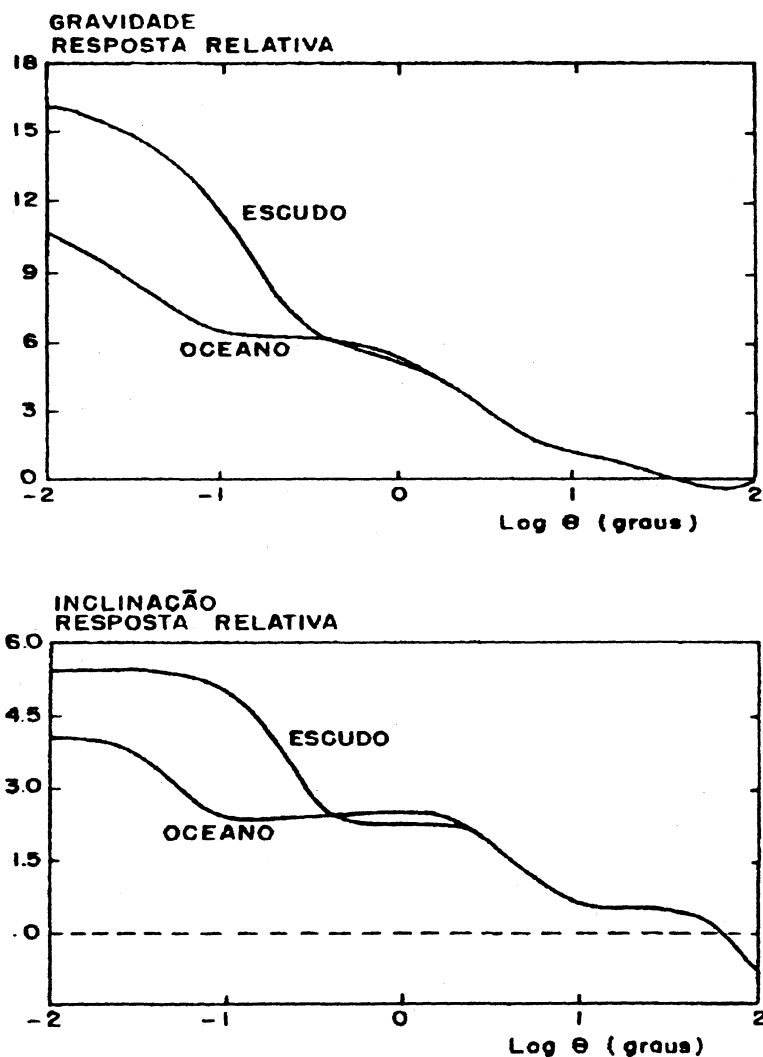
A Figura (2.8) mostra a parte elástica das funções de Green normalizadas para um carregamento unitário a uma distância θ , para dois modelos de manto: a) valores para G_g/G^*_g . Quando θ tende para zero as acelerações normalizadas no manto oceânico e continental tendem respectivamente para os valores iguais a 11,9 e 16,7; b) Valores para G_ζ/G^*_ζ . Quando θ tende para zero, os valores normalizados das inclinações tendem respectivamente para 4,10 e 5,12 (Farrel, 1972)^[39].

Na Figura (2.9) estão representados os valores das funções de Green da componente tangencial da deformação e da deformação areal para dois modelos de manto. As funções são normalizadas para um semi-espaco com $v_p = 6,1$ km/s e $v_s = 3,54$ km/s, referentes a um modelo de manto para escudo continental. Para θ tendendo a zero, a relação entre manto oceânico e continental é igual a 0,747. A função de normalização para as deformações é (Farrel, 1972):

$$G^*_\varepsilon = \frac{g}{4\pi\eta R^2\theta^2} \quad (2.16)$$

Ainda na Figura (2.9): a) Valores para a deformação tangencial. Quando θ tende para zero, observa-se que a deformação normalizada aproxima-se de 1; b) Valores para a deformação areal. Com θ tendendo a zero, observa-se que a deformação normalizada aproxima-se de 0,747.

Figura 2.8: Parte elástica das funções de Green normalizadas para um carregamento unitário.

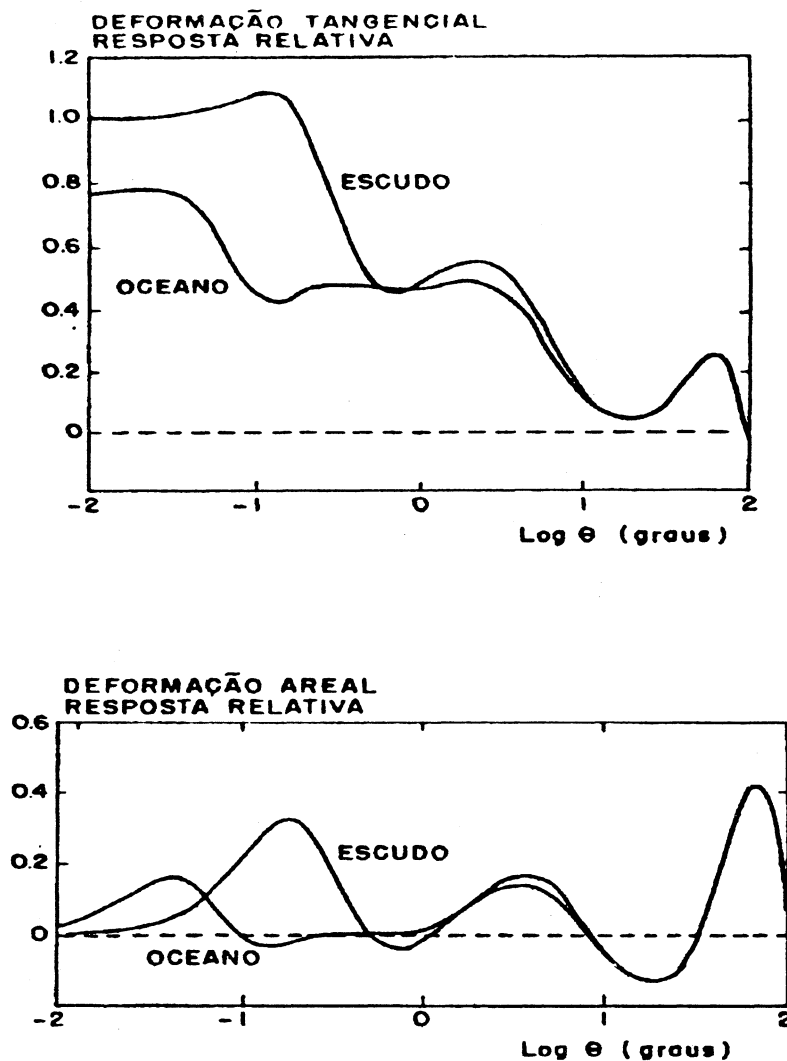


2.7 Mapas de Schwiderski para a Maré Oceânica

Atualmente, em diversos ramos da Ciência, são requeridos dados de amplitudes e fases das principais ondas representativas das marés oceânicas. No âmbito deste trabalho, interessa a determinação precisa dos efeitos do carregamento sobre a Terra sólida. Estes efeitos são manifestados no corpo planetário, pela inclinação da superfície externa e perturbação nos campos dos esforços e da gravidade terrestre.

A modelagem das marés oceânicas, a nível local ou global, iniciada há três séculos com Newton, sofreu um progresso bastante lento, tal que somente em épocas recentes, a modelagem atingiu uma precisão de 10 cm para áreas marítimas amplas e abertas. Este estágio ainda não tinha um maior significado prático para um efetivo modelamento do

Figura 2.9: Representação dos valores das funções de Green normalizadas.



efeito oceânico sobre as marés terrestres. Schwiderski (1980b)^[107] realizou um avanço decisivo nas técnicas de modelagem ao considerar a inclusão de dados empíricos de maré, por intermédio de modelo de interpolação hidrodinâmico, em associação com as contribuições para diversas regiões oceânicas já determinadas por diversos autores, as quais só eram efetivas para área limitadas. Este tipo de interpolação conduziu a uma correção mais uniforme sobre todos os oceanos. Construiu dez mapas, das fases e amplitude das marés oceânicas para as ondas mais importante (Q1, O1, P1, K1, N2, M2, S2, K2, Mf e Mn), obtidos por integração numérica das equações de Navier-Stokes da hidrodinâmica, com dados observados e interpolados, considerado adicionalmente termos relativos às viscosidades cinemática e turbulenta, força de Coriolis e também o efeito do componente vertical da maré terrestre no assoalho oceânico (conforme ilustra

a Figura (2.6). Estes mapas são disponíveis para cada onda, na forma digital para 45000 trapézios esféricos de $1^0 \times 1^0$ para os oceanos em todo o mundo. Para cada um destes trapézios esféricos (ou triângulos esféricos nos casos limites), são dadas informações da onda, número do polígono, subdivisão eventual, amplitude da maré em centímetros, fase da maré em graus, colatitude e longitude do baricentro do polígono em graus e superfície em metros quadrados. Esta modelagem atingiu uma precisão melhor que 5 cm para áreas oceânicas abertas e descreve de uma forma muito mais coerente as marés nas áreas costeiras e em porções mais restritas dos oceanos (e.g.: golfos e grandes estuários), porém ainda com algumas restrições (Schwiderski, 1983)^[108]. A convolução das funções de Green com os dados das cartas de Schwiderski, conforme já mencionado, permite determinar a interação das marés oceânicas com as terrestres. Para a maré gravimétrica é particularmente importante a determinação do vetor carregamento oceânico $\vec{L}(L, \lambda)$, o qual permite a determinação da amplitude do efeito oceânico com precisão de cerca de 0,1 a 0,5 μGal para a maior parte das porções continentais; a fase é um correspondente fator gravimétrico deste efeito indireto nas porções terrestres com precisão ao nível de 0,1%.

Definindo um vetor de resíduo preliminar $\vec{B}(B, \beta)$ dado pela diferença entre o vetor $\vec{A}(A, \alpha)$ da maré observada e o vetor $\vec{R}(R, 0^\circ)$ da maré teórica, Melchior & De Becker (1983)^[82] demonstraram a existência de uma forte correlação entre as componentes cosseno (em fase) e seno dos vetores \vec{B} e \vec{L} , em estudo sobre 210 estações do TWTGP, conforme mostra a Tabela (2.4). Este estudo demonstrou efetivamente que a maior perturbação nas observações das marés gravimétricas está relacionada com o efeito indireto e que qualquer interpretação geofísica válida dos resultados só é possível após uma correção adequada deste efeito.

2.8 Cálculo do Efeito Indireto para pequenas distâncias

A determinação do efeito indireto decorrente de sobrecargas próximas ($\theta \leq 0,5^0$) ao ponto de observação da maré terrestre não pode ser adequadamente efetuada pelo método de Farrel, em virtude dos seguintes aspectos:

1) Incerteza no tipo de modelo do manto superior a adotar, uma vez que sobrecargas próximas da estação significam, na maior parte dos casos, que o ponto de observação onde deseja-se determinar o efeito indireto, situa-se nas margens continentais, em

Tabela 2.4: Coef. de correlação entre \vec{B} e \vec{L} para estações do TWTGP

Onda	Estações	Componente coseno	Componente seno
Q1	32	0,776	0,702
O1	175	0,516	0,778
P1	55	0,567	0,720
K1	177	0,459	0,643
N2	171	0,698	0,776
M2	180	0,848	0,929
S2	179	0,717	0,634
K2	53	0,723	0,770

região de transição de litosfera continental para litosfera oceânica;

2) *Na solução geral proposta por Farrel (1972)^[39], a determinação das funções de Green exige o desenvolvimento das séries de polinômios de Legendre, que são fracamente convergentes. Mesmo os artifícios por ele propostos, para a aceleração de convergência das séries, apresentam grandes problemas para a sua avaliação para valores elevados de n , necessários quando se opera com valores de $\theta \leq 0,02^0$. Estes artifícios causam um crescimento, por propagação, dos erros inerentes aos processos de aceleração de convergência e à determinação dos números de Love;*

3) *A divisão dos mapas de Schwiderski em trapézios esféricos de $1^0 \times 1^0$, conduz a uma indefinição dos contornos das áreas costeiras, gerando o chamado efeito de grid. Esta situação é crítica para os trapézios adjacentes ao ponto onde deseja-se determinar o efeito indireto, em decorrência dos sobrecarregamentos destes predominarem em relação àqueles mais afastados. Desta forma, uma estrutura mais pormenorizada é requerida para uma melhor definição das coordenadas dos seus baricentros, da amplitude média e da fase das ondas de maré. Adicionalmente, não existe sentido físico em se considerar o efeito de um trapézio esférico sobre o qual se situe a estação, quer pelo fato dos dados fornecidos para este terem sido medidos inclusive com efeito no próprio ponto de observação e também, como pode ser observado da formulação de Farrel, onde para pequenos valores de θ , o valor das funções de Green tendem para valores infinitos.*

O primeiro aspecto destacado, pode ser contornado se disponível uma boa modelagem do sobrecarregamento próximo ao ponto. O ajustamento da resposta predita à observada, permite a inferência de heterogeneidades laterais na região da observação. Evidentemente, tal inversão pressupõe algum conhecimento dos limites entre os quais situam-se os parâmetros reológicos e uma definição das estruturas crustais predominantes, como ponto de referência para o estabelecimento da distribuição das densidades.

Os mapas de Schwiderski e a aplicação do método de Farrel, possibilitam o estabelecimento de correções adequadas do efeito indireto em estações continentais não próximas à costa. A partir destes mapas, diversos autores buscam estabelecer metodologias para correção do efeito indireto para pontos próximos às sobrecargas. Extensas observações conduziram à aceitação da referida metodologia como totalmente válida para pontos a distâncias iguais ou superiores a 80 km (Melchior et al., 1991)^[91], mais ou menos sem distinção de região. Para pequenas distâncias, geralmente o efeito do sobrecarregamento é significativo em vista da amplitude das marés terrestres. Então, neste caso, resulta necessário a aplicação de uma metodologia adequada que permita uma precisa determinação dos efeitos do sobrecarregamento próximo. Farrel (1972)^[39] propôs especificamente para estes casos, a substituição dos somatórios por integrais no cálculo das funções de Green. Estas integrais são avaliadas numericamente pelo método de Simpson, porém os valores calculados pouco ou nada diferem daqueles obtidos por extrapolação da solução normal e apresentam também grandes discrepâncias relativamente a métodos especificamente desenvolvidos para estes casos. Francis & Dehant (1987)^[44], efetuaram análises comparativas de propagação de erros, para diferentes métodos de cálculo do efeito indireto para sobrecargas distribuídas a pequenas distâncias ($0,0001^0 \leq \theta \leq 0,02^0$). Demonstraram que a solução deste problema pode ser obtida com a simples eliminação de alguns artifícios de aceleração da convergência, empregados na metodologia de Farrel. Os recursos computacionais atualmente disponíveis, permitem a eliminação de artifícios como o da aproximação à solução do problema de Boussinesq, a transformação de Euler em vista da amplitude dos desenvolvimentos necessários e eliminação dos carregamentos cilíndricos. Consideram então para a solução, somente a transformação de Kummel⁶ e carregamentos pontuais representativos da sobrecarga superficial na região.

⁶A transformação de Kummel pode ser estudada em De Freitas (1993)^[30].

Em locais onde existe pronunciada variação lateral das estruturas subjacentes, o método dos elementos finitos é sugerido como o mais eficiente para o cálculo do efeito indireto (Beaumont 1978^[12]; Asch & Jentzch, 1981^[6]). Como os efeitos da mudança lateral das estruturas alcançam apenas poucas vezes a profundidade da mudança estrutural, evidencia-se ainda como suficientes para a compreensão das feições regionais e mesmo preferencial, a aplicação de modelos estratificados, eliminando-se toda a discussão da instabilidade das soluções de Farrel para carregamento no intervalo $0,0001^0 \leq \theta \leq 0,02^0$ (Baker, 1985)^[10]. Neste último caso, utiliza-se ainda o método de subdivisão da região do sobrecarregamento em células onde são medidas a densidade da água do mar e a altura da maré oceânica, sendo o carregamento calculado então em função da área da célula. O carregamento é considerado como pontual, aplicado no centro da célula e o efeito deste obtido por uma integral de convolução, sendo a avaliação da integral reduzida à avaliação de uma soma das respostas individuais a carregamentos pontuais.

De acordo com o exposto, decorre que a discussão, para pequenos valores de θ , recai sobre o dimensionamento das células, uma vez que para a região próxima, a geometria das linhas costeiras e as amplitudes das marés oceânicas têm uma ação preponderante em relação aos sobrecarregamentos mais distantes. Estes fatos introduzem limitações no sentido físico da solução e nos procedimentos numéricos para contornar as instabilidades referentes às limitações do método de Farrel, pois a aplicação dos modelos conduzem a indeterminações. Como critério geral, Baker (1985)^[10] propôs como carregamentos pontuais totalmente aceitáveis, aqueles situados a distâncias cinco vezes maiores ou mais que o comprimento de um dos lados da menor célula adotada. Na prática se constata como aceitável, uma estrutura local obtida com a subdivisão dos trapézios do mapa de Schwiderski até a dimensão de $0,125^0 \times 0,125^0$ (Melchior et al., 1980). Devem ser considerados, neste caso, os dados das marés oceânicas observados no local, com a eliminação de células menores que situam-se, em sua maior parte, sobre porções terrestres e também com a eliminação das células com centros a menos de 10 km do ponto onde se efetua o cálculo do efeito indireto. O programa de cálculo, para os diversos modelos disponíveis (Schwiderski 1980, CSR3.0, FES952, ORI e ORI96), efetua esta eliminação automaticamente e permite a entrada dos parâmetros obtidos das análises da maré oceânica (Melchior & Francis, 1996)^[84].

2.9 Efeito da Pressão atmosférica sobre as medidas de Maré Gravimétrica

A influência da atmosfera sobre as medidas das marés terrestres pode ser expresso como resultante da sobreposição de dois efeitos (Melchior, 1983a)^[88]. Um deles é a atração direta das massas de ar em um ponto, a qual pode ser expressa, de forma simplificada, como:

$$\Delta g = 2\pi G \rho_a \Delta h \quad (2.17)$$

onde ρ_a é a densidade média de uma camada de ar com espessura Δh . Se a variação da pressão é expressa em mbar, pode ser observada uma variação da gravidade dada por:

$$\Delta g_1 (\mu Gal) = -0,43 \Delta p (\text{mbar}) \quad (2.18)$$

sendo a pressão expressa como:

$$\Delta p = g \rho_a \Delta h \quad (2.19)$$

Outro efeito associado com a presença desta camada de ar é o da depressão que provoca sobre a superfície da Terra, a qual é dada em centímetros para uma camada de forma cilíndrica, por:

$$\Delta z = -1,25 \times 10^{-4} r \Delta p \quad (2.20)$$

na qual o ponto onde se considera o efeito está no centro de uma das bases com raio r , que corresponde à região onde as variações atmosféricas podem ser consideradas coerentes (expressa em km). Este deslocamento produz uma anomalia gravimétrica de ar livre, em μGal , igual a:

$$\Delta g = 3,9 \times 10^{-4} r \Delta p \quad (2.21)$$

ou, considerando o valor típico de $r = 350$ km (modelagem regional):

$$\Delta g_2 (\mu Gal) = 0,14 \Delta p (\text{mbar}) \quad (2.22)$$

Logo, a sobreposição dos dois efeitos será:

$$\Delta g_1 + \Delta g_2 = -0,29 \Delta p \quad (2.23)$$

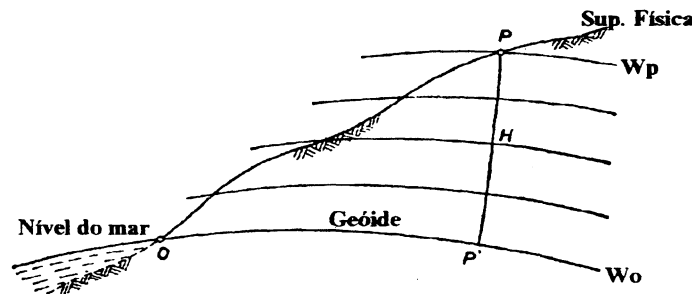
As marés atmosféricas, em escala global, podem ser consideradas coerentes com as terrestres. Os valores entre 0,30 a 0,33 $\mu\text{Gal}/\text{mbar}$ de variação da pressão atmosférica são coerentes com ondas de marés terrestres com freqüências de 1 a 7 ciclos por dia. Modelos globais indicam que as ondas lunares principais, O1 e M2, têm respectivamente, na atmosfera, as amplitudes máximas de 20 e 80 μbar . Então, a distorção máxima sobre M2 tem um valor de 0,02 μGal . As ondas de pressão durante um período diurno, são fortemente correlacionadas com a passagem solar. Desta forma a onda S2, com cerca da metade da amplitude de M2 para as marés terrestres, apresenta uma amplitude cerca de vinte vezes maior para as marés atmosféricas. A influência desta onda chega a sobrestimar o fator gravimétrico de S2 em cerca de 0,4% e causando um retardo de fase de cerca 0,5⁰ para instrumentos com uma boa compensação para os efeitos da pressão atmosférica. Em instrumentos não compensados, as amplitudes observadas podem ser afetadas em até 10%. As variações da pressão atmosférica são adequadamente modeladas em escala global para as principais componentes das marés atmosféricas. Desta forma, as correções expressas na (2.22) são satisfatórias para a observação das marés terrestres com instrumentos modernos. Mesmo que perturbações transitórias de grande amplitude surjam na atmosfera, em virtude de suas características aperiódicas, elas podem ser detectadas e eliminadas facilmente nos processos de análise das marés terrestres.

Capítulo 3

ALTIMETRIA DE PRECISÃO

A posição vertical de pontos da superfície física, ou altitude H , é usualmente referida à superfície equipotencial do campo da gravidade que nos oceanos mais se aproxima da superfície do NMM. Esta superfície equipotencial denomina-se *Geóide*. É esta a superfície adotada como referência altimétrica para o estabelecimento da maioria das redes verticais [Figura (3.1)].

Figura 3.1: Altitude ortométrica H .



O Geóide é uma superfície muito bem definida fisicamente, porém, de difícil realização, principalmente nos continentes onde é precariamente determinada ponto a ponto. Efeitos geodinâmicos vinculados à ação do potencial de maré, associados aos efeitos direto e indireto dos oceanos, provocam deformações na crosta ocasionando a redistribuição das massas e como conseqüência, alterações no geopotencial. Tais ações causam deformações nas superfícies equipotenciais tornando-as superfícies irregulares, cuja modelagem matemática é muito complexa.

Aos efeitos mencionados, adicionam-se outros, responsáveis pelas variações periódicas e seculares do NMM fazendo com que as relações deste com o Geóide sejam de difícil determinação. Existe uma separação entre as duas superfícies denominada *topografia da superfície oceânica* ou simplesmente *topografia oceânica* e pode atingir valores em torno de 1 m (Torge, 1980)^[112]. Mais recentemente (Kakkuri & Poutanen, 1997)^[67] realizaram um projeto de unificação dos Data verticais dos países do Mar Báltico,

utilizando observações GPS, envolvendo um total de 35 marégrafos. Dispondo de um Geóide gravimétrico para a região, foi possível também calcular as altitudes ortométricas e estimar a topografia oceânica para todos os marégrafos envolvidos. Os resultados obtidos evidenciam as variações mencionadas anteriormente, além de mostrar uma melhora sensível na acurácia dos valores obtidos. A variação dos valores para a topografia oceânica determinada em 24 marégrafos oscilou entre -56,2 cm e 36,3 cm. Outros trabalhos a nível mundial vem sendo desenvolvidos no sentido de sua determinação. Uma outra técnica que vem sendo muito utilizada há anos é a altimetria por satélite, utilizando dados de longas séries de observações coletadas a partir dos satélites ERS1 e TOPEX/POSEIDON (Fenoglio & Belikov, 1994)^[40].

Para a realização de um Sistema Geodésico Vertical com significado físico é necessário o cumprimento de três etapas: Definição ou concepção do sistema; definição e materialização de um Datum vertical; determinação precisa de desníveis e gravimetria sobre a rede materializada para a realização do sistema. A primeira etapa se constitui basicamente em resolver um problema puramente de natureza física; a segunda, consagra a determinação ou realização da superfície equipotencial do sistema e a última etapa realiza a rede e introduz um significado físico às altitudes.

A materialização do Geóide, historicamente é realizada em regiões costeiras mediante o registro das variações do nível do mar. Estes registros são coletados pelos marégrafos, normalmente implantados em locais de águas calmas, porém com ligação direta com o oceano (Luz, 1995)^[78].

3.1 Altitudes: Definição Geométrica

O posicionamento vertical é a tarefa mais evidente que a Geodésia presta à comunidade. Para tal, a altitude deve atender a dois requisitos básicos: vinculação a uma superfície de referência bem definida, fisicamente acessível e ser definida univocamente.

A própria definição de altitude subentende o cumprimento das condições acima: *Altitude de um ponto da superfície terrestre é a distância vertical, desse ponto, à superfície equipotencial de referência que, por convenção, possui altitude zero.* A mencionada superfície, bem definida fisicamente, porém não materializada com precisão, denomina-se *Geóide* (Gemael, 1981)^[52].

Na prática, as altitudes são determinadas a partir dos desníveis observados entre

pontos da superfície terrestre, obtidos a partir do nivelamento geométrico. Assim, a diferença de altitude entre dois pontos é conseguida pela somatória dos desníveis parciais ao longo da linha de nivelamento que une os referidos pontos [Figura (3.2)]

$$H_B - H_A = \sum_{i=1}^n \Delta h_i,$$

sendo n o número de visadas entre A e B .

Entretanto, face ao não paralelismo das superfícies equipotenciais, os desníveis parciais observados (Δh_i) dependerão do percurso do nivelamento. Para cada caminho escolhido será obtido um novo valor para a altitude do ponto B , caracterizando a não unicidade na determinação de desníveis, conduzindo a diferentes resultados para a altitude nivelada.

A única forma de tornar unívoca a determinação da altitude é introduzir uma correção que elimine o efeito do não paralelismo das superfícies equipotenciais. A busca desta correção é, sem dúvida, a única ação efetiva no sentido de introduzir significado físico às altitudes. Na prática, no entanto, só existem soluções aproximadas para este problema.

Retornando à definição de altitude, o Geóide é a superfície equipotencial de nível zero materializada nos oceanos, de forma aproximada pelo NMM. Esta superfície, muito bem definida fisicamente apresenta restrições quanto à sua materialização, haja vista sua vinculação com o NMM. A determinação do NMM através de observações maregráficas envolve além de diversas fontes de perturbações às medidas, uma série de efeitos que separam o NMM do Geóide.

Mesmo que não seja o objetivo deste trabalho a análise das fontes de erro nas operações de nivelamento na realização das redes altimétricas, cabe a título de conceituação uma pequena revisão do método geométrico e das principais fontes de erro.

3.1.1 Nivelamento Geométrico

As redes geodésicas verticais são estabelecidas pela utilização do nivelamento geométrico de alta precisão. São projetadas de tal forma que os itinerários formem *circuitos* fechados, com perímetros que podem alcançar os 400 *km*, devidamente conectados aos marégrafos. Um circuito é composto por *linhas de nivelamento*, cujo comprimento máximo é da ordem de 100 *km*; estas linhas interligam os pontos nodais da rede. As

linhas, por sua vez, são formadas por *seções* com comprimento máximo de 3 *km* que conectam estações adjacentes. Uma estação da rede vertical é denominada RN e de maneira geral são implantadas no terreno ao longo das principais vias de comunicação e são materializadas por uma placa metálica fixada em construção, rocha ou marcos de concreto, todos supostamente estáveis no tempo.

Em relação às operações de campo, o nivelamento geométrico utiliza o *nível de luneta ou eletrônico e miras de alta precisão*. O nível deve ter padrão geodésico, ou seja, adequado para trabalhos de alta precisão. São adequados os equipamentos ópticos dotados de placa plano-paralela e com bolha bi-partida, os automáticos e, atualmente, também os eletrônicos. A verificação e retificação prévia do equipamento, principalmente no que diz respeito a *colimação* é indispensável. Quanto à mira a ser utilizada, esta deve possuir fita de invar, indicada em trabalhos de precisão devido ao baixo coeficiente de dilatação e também possuem certificado de calibração. Estas fitas são construídas em liga metálica com 63,8% de aço, 36% de níquel e 0,2% de carbono, que garante um coeficiente de dilatação linear muito pequeno [Aulete, 1985; in (Faggion, 1993)]^[37]. Os traços gravados nesta fita são intercalados de 1 *cm* ou 0,5 *cm*, conforme se trate de miras centimétricas ou semi-centimétricas. No caso de níveis eletrônicos, as miras são gravadas com código de barras.

3.1.1.1 Geometria do Método

O nivelamento consiste em determinar os desníveis entre pontos da superfície terrestre. O desnível Δh entre dois pontos adjacentes, ocupados por uma mira vertical, é determinado pela diferença entre a leitura de *ré* e a leitura de *vante* sobre a mira [Figura (3.2)]¹. O desnível ΔH entre dois pontos **A** e **B** de uma linha de nivelamento é obtido pelo somatório dos desníveis parciais Δh_i medidos:

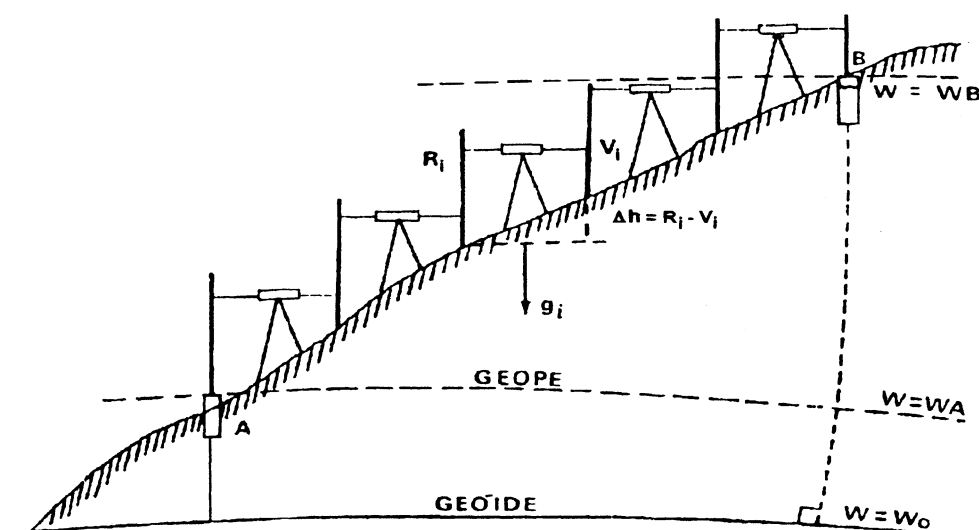
$$\Delta H = \sum_{i=1}^n \Delta h_i ,$$

onde n é o número de desníveis medidos.

Com o intuito de amenizar o efeito de alguns erros presentes nas operações de nivelamento, devem ser observados alguns cuidados operacionais, tais como: nivelamento

¹Fonte: [Escobar, 1991]^[36]

Figura 3.2: Nivelamento geométrico.



em ida e volta (erros grosseiros); posicionamento equidistante das miras em relação ao aparelho (erro de colimação, efeito da curvatura da Terra e efeito da refração); limitação do comprimento da linha de visada (redução dos efeitos ambientais sobre as medidas).

As influências sistemáticas presentes no nivelamento geométrico e que necessitam de atenção especial são: maré terrestre, refração atmosférica, erro de colimação, erro de verticalidade da mira e erro de graduação (Bomford, 1983)^[16].

Maré Terrestre

Entende-se por efeito de maré na Terra, o fenômeno dinâmico, de caráter predominantemente periódico, causado pelas interações gravitacionais da Terra, principalmente com a Lua e o Sol. Estas interações podem ser analisadas com as porções distintas, tendo em vista as marés terrestres, as oceânicas e as atmosféricas. Neste contexto inicial, assinala-se que nas redes de nivelamento, as marés terrestres podem apresentar influência nas observações, uma vez que causam deformações na crosta e variações da vertical. As deformações na crosta produzida pelas marés terrestres são caracterizadas pelas componentes horizontal (*maré extensométrica*) e vertical (*maré gravimétrica*). Uma terceira componente, denominada *maré clinométrica*, produz variações na vertical.

As magnitudes típicas médias deste fenômeno em um ponto da superfície física da Terra são:

Maré Extensométrica: 15 cm

Maré Gravimétrica: 50 cm

Maré Clinométrica: 0, 1"

Em regiões costeiras, a amplitude da maré clinométrica pode atingir 10" devido aos efeitos locais do oceano, principalmente devido à flexão crustal na região costeira.

Em relação a estas componentes, cabem ser efetuadas as seguintes considerações:

- A maré extensométrica é de pouca ou nenhuma importância para o posicionamento vertical;
- A maré gravimétrica, mesmo com magnitude significativa, apresenta importância apenas para o posicionamento vertical relativo entre pontos distantes. Para pontos adjacentes, o efeito é praticamente igual nos dois pontos, não influenciando na medida do desnível;
- A terceira componente, mesmo que influenciando principalmente na execução das linhas, tem magnitude muito pequena e também, somente em situações especiais (por exemplo, nivelamento geométrico de precisão desenvolvido ao longo da costa), este efeito apresentará influência sistemática nas observações.

As marés foram enfocadas de forma mais aprofundada no capítulo 2 deste trabalho, tendo em vista principalmente, seus efeitos sobre a definição do Datum e o posicionamento vertical relativo sobre bases longas². Estes efeitos são supostos significativos principalmente quando consideradas as interações com os oceanos e atmosfera.³

Refração Atmosférica

A refração atmosférica é, dentre todas as influências, a que mais exige cuidados. A refração é consequência do efeito de curvatura da linha de visada causado pelas

²Base longa, no contexto deste trabalho, é aquela em que as estações extremas situam-se em regiões de resposta diferenciada às marés terrestres, conforme abordado no Capítulo 2 e ilustrada na Figura (2.2).

³A título de exemplo, usando a expressão proposta por Bomford (1977): $e_{ml} = 0,042 \text{sen}2\phi(3\text{cos}\delta - 2)$ mm/km, para uma situação extrema da declinação da Lua e percorrendo uma linha N-S do equador a latitude -30° , este efeito chegará no máximo a 67 mm. Na expressão, ϕ é a latitude média da linha e δ a declinação da Lua; situação extrema: $\delta = 0^\circ$.

variações de densidade das diferentes camadas da atmosfera. Isto faz com que o raio luminoso, ao atravessar estas camadas, sofra diferentes refrações até chegar à luneta.

As variações de densidade, dependendo do período do dia e das condições de insolação, ora apresentam comportamento sistemático, ora se apresentam como cíclicas. As variações sistemáticas de densidade produzem a refração nivelítica que produz um erro sistemático de difícil determinação. As variações cíclicas, de alta frequência, produzem o fenômeno da reverberação, de caráter aleatório; as de baixa frequência produzem o fenômeno da flutuação, que pode gerar erros sistemáticos de grande magnitude. Todos estes efeitos, mesmo de difícil determinação, podem ser minimizados até a ordem de precisão desejada, impondo-se restrições quanto ao comprimento das visadas, altura mínima do solo para leituras sobre a mira e equidistância desta em relação ao aparelho, além do horário de observação.

Neste particular, recomenda-se a consulta de (de Freitas et al., 1998)^[26]; trata-se de um trabalho vinculado à dissertação de mestrado do CPGCG/UFPR onde são estudados os fenômenos acima e enfocados os procedimentos operacionais adequados.

Erro de Colimação Vertical

O erro de colimação é oriundo da defasagem angular entre a linha de visada e a horizontal; surge em função do uso contínuo do aparelho evidenciando alguma imperfeição sistemática no processo de materialização da linha de visada horizontal. Mesmo sendo possível a compensação deste efeito mediante cuidados de campo, é recomendável a verificação e retificação do aparelho antes de qualquer campanha.

Erro de Verticalidade da Mira

O erro de verticalidade da mira é proveniente do não alinhamento da mira com a direção do vetor gravidade em cada estação. Daí a necessidade do porta-mira ser um profissional hábil e consciente. O uso de níveis de bolha adaptados à mira e evitar trabalhos de campo em dias de vento forte, ajudam a minimizar sobremaneira o efeito da falta de verticalidade da mira.

Erro de Graduação

O erro de graduação é devido as incertezas nas graduações da mira. Este efeito,

atualmente, pode ser eliminado mediante calibração da mira.

No Brasil, a preocupação com o tema *aferição* de miras verticais de invar se mantém latente desde os primeiros trabalhos de nivelamento de precisão realizados no país. O comprimento real da fita de invar, a precisão da gravação dos traços e a constante da mira, sempre foram pontos preocupantes dos órgãos responsáveis pela normalização e execução dos trabalhos de nivelamento de precisão realizados no território brasileiro.

No intuito de encontrar uma solução para o problema, o Laboratório de Aferição do Departamento de Geomática da Universidade Federal do Paraná desenvolveu estudos que resultaram na implantação de um sistema de aferição de miras verticais de invar. A aferição consiste basicamente em determinar com precisão do micron (μm), a separação entre os traços gravados na fita. O proprietário do equipamento recebe um certificado de aferição no qual, constam dados que possibilitam efetuar as correções nas medidas obtidas em campo (Faggion, 1993)^[37].

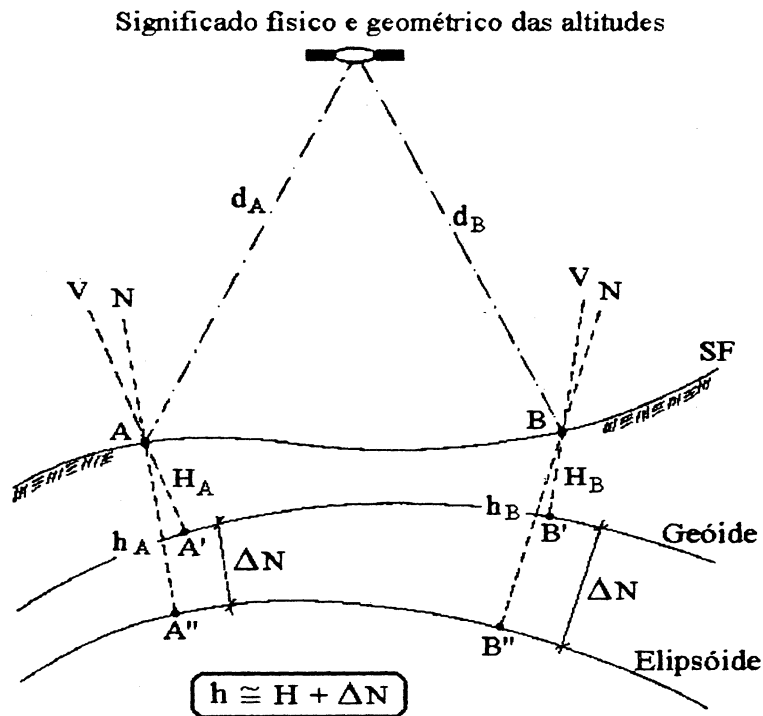
O IBGE através de convênio com o CPGCG, vem utilizando periodicamente os serviços de aferição do referido laboratório para a manutenção permanente das miras utilizadas em campanha.

3.1.2 Posicionamento Altimétrico com GPS

O surgimento das modernas técnicas espaciais, notadamente da tecnologia GPS influenciou sobremaneira uma mudança no comportamento da comunidade geodésica mundial. Aliás, fato semelhante ocorreu há anos com o surgimento dos distanciômetros eletrônicos... Acontece que, juntamente com as inúmeras vantagens, inegáveis, das modernas técnicas colocadas à disposição, surgem implicações de ordem técnica e científica que necessitam ser analisadas com muito cuidado. Atualmente, é um fato incontestável que, em relação ao posicionamento horizontal, as técnicas espaciais podem substituir as clássicas e tradicionais metodologias de posicionamento horizontal. Porém, dizer o mesmo a respeito do posicionamento vertical, é incorrer em grave erro. A busca incessante de melhores resultados (alta precisão) aliada ao objetivo fim da Geodésia, tem revelado a existência de inúmeros fatores que conduzem a este entendimento e que devem ser considerados (de Freitas & Luz, 1995)^[25]. Inicialmente, o problema do posicionamento altimétrico com GPS está claramente colocado na Figura (3.3). Observa-se o envolvimento de três superfícies distintas: do terreno, do modelo geométrico (elip-

sóide) e do modelo físico (Geóide).

Figura 3.3: Altitude com posicionamento GPS.



3.1.3 Análise dos Aspectos Relacionados com o Posicionamento Vertical com GPS

Conforme mencionado acima, fatores relevantes devem ser analisados em profundidade quando o desejo é a utilização do posicionamento vertical relativo com o auxílio da tecnologia GPS. A seguir é feita uma análise destes fatores.

- **Precisão das efemérides do GPS:** o nível de precisão do sistema WGS-84, adotado pelo sistema GPS, teve incremento significativo a partir de 1996. As efemérides e métodos disponíveis para o posicionamento relativo possibilitam precisões de até $\pm 1 \text{ cm} + 0,01 \text{ ppm}$, desconsiderando-se outras fontes de erro (Mulaire, 1997)^[94].

O posicionamento de alta precisão pode ser efetuado a partir de estações definidas em função do ITRF (Beutler, 1992)^[13], através do *International GPS Service (IGS)*, denominadas estações fiduciais com precisão de $\pm 0,02 \text{ m}$ (Mulaire,

1997)^[94]. No Brasil existem apenas duas destas estações: Brasília/DF e Fortaleza/CE; este pequeno número de estações fiduciais disponíveis no território brasileiro implica em uma possibilidade limitada de operação relativa ao ITRF, em virtude da extensão das bases necessárias para o posicionamento relativo neste sistema. No entanto, está implantada uma rede derivada do ITRF, que em território brasileiro conta com oito estações permanentes (SIRGAS, 1998). Entretanto, é possível melhorar este panorama através do estabelecimento de redes continentais ou sub-continentais de pontos vinculados ao ITRF. De acordo com [Seeber, 1993]^[110], redes de pontos fiduciais com distâncias relativas de *300 a 500 km*, uma semana de observações contínuas, utilizando receptores de duas frequências, órbitas precisas e software moderno, pode propiciar uma precisão da ordem de ± 1 *cm*. Porém, este nível de precisão ainda não foi atingido no posicionamento vertical relativo com GPS, o qual apresenta limitações de outra ordem.

- **Coordenadas geodésicas:** referidas a um modelo elipsóidico devem ser rigorosamente conhecidas para o posicionamento vertical relativo. Tais coordenadas são necessárias pelo menos para o cálculo da altitude relativa ao elipsóide. Outro ponto importante que evidencia a necessidade de um elipsóide de referência, é a determinação do Geóide com o auxílio da tecnologia GPS, cujo projeto prevê o conhecimento das seguintes informações: a) anomalias da gravidade; b) coeficientes do geopotencial; c) posição tridimensional determinada com GPS e d) rede altimétrica obtida por nivelamento geométrico.
- **Superfície geoidal:** quando visa-se a determinação da altitude relativa ao Geóide, como acontece no Brasil, é necessário se conhecer em relação a qual modelo foi determinada a superfície geoidal em uso. No caso brasileiro, a superfície geoidal utilizada vincula-se ao SAD-69 para o qual são conhecidos os parâmetros de transformação deste para o WGS-84. A dupla transformação de coordenadas prevista no posicionamento relativo, merece atenção especial pois, as precisões das redes horizontal e vertical são heterogêneas. Isto acarreta uma propagação dos erros das coordenadas horizontais para as verticais, afetando a precisão do valor da altitude. Tal fato é evidente pois além de referidas à superfícies diferentes, as coordenadas horizontais apresentam precisões inferiores

às das verticais (Vanicek & Krakiwski, 1986)^[119]. Outro aspecto que merece ser mencionado aqui relaciona-se com o tipo de efeméride utilizada. O sistema WGS-84 somente é válido quando da utilização de efemérides transmitidas. Se forem utilizadas efemérides precisas, fornecidas pelo IGS, o sistema passa a ser um dos ITRF's e as coordenadas vinculadas à época de sua realização (Mônico & Segantine, 1996)^[93].

- **Estações gravimétricas:** a densidade e distribuição das estações gravimétricas vinculadas ao SGB (e também a nível mundial) é ainda insuficiente para se alcançar os níveis de precisão atualmente preconizados para a obtenção de cartas geoidais adequadas. Com isso, a precisão do posicionamento vertical com GPS no Brasil ainda apresenta limitações, mesmo existindo um grande esforço para a produção de cartas geoidais de boa qualidade no Brasil (Blitzcow, 1990)^[14]; Sá, 1993)^[103]. A eficiência dos modelos de geopotencial para a confecção das cartas geoidais está diretamente relacionada com a disponibilidade de dados gravimétricos distribuídos globalmente. Em termos globais, a distribuição de tais dados é muito irregular o que leva a necessidade de se testar a eficiência destes modelos. No Brasil, trabalhos neste sentido têm sido desenvolvidos visando a utilização destes modelos para a confecção de mapas geoidais adequados.

3.1.3.1 Perspectivas Futuras

A tecnologia GPS possui muitas vantagens em relação às técnicas convencionais de posicionamento. Mesmo apresentando algumas limitações, a potencialidade do sistema GPS não pode ser desprezada, principalmente no que se refere ao aprimoramento das redes verticais.

A rede vertical do SGB, mesmo isenta de um significado físico mais profundo, revela uma qualidade excepcional: congrega mais de 65.000 pontos. Observações em 17 marégrafos costeiros, apresentando uma divergência média do NMM local em relação à altitude nivelada de apenas *13 cm*; apenas dois destes marégrafos, a mais de 4.000 km do de Imbituba/SC (Salinópolis e Belém, na costa norte da região nordeste)^[78], apresentam discrepância superior a *50 cm*, e a máxima discrepância detectada é da ordem de *88 cm* [Alencar, 1990; in (de Freitas & Luz, 1995)]^[25].

No entanto, não existe controle da qualidade da rede a nível intra-continental. Desta forma, considerada também a extensão territorial de nosso país, parece evidente que a tecnologia GPS pode contribuir para este controle. É necessário melhorar a distribuição de pontos fiduciais no país, tal que se forme uma base consistente para a integração do posicionamento GPS às redes verticais.

Enquanto isso, as potencialidades do GPS devem se concentrar na contribuição efetiva do estudo:

- dos efeitos geodinâmicos em todos os marégrafos; com isso fica subentendida a necessidade de reativação imediata da maioria dos marégrafos brasileiros;
- vincular o Datum altimétrico brasileiro ao ITRF. Aliás, esta é a idéia central deste trabalho: realizar os estudos acima, a partir do marégrafo de Imbituba/SC, onde situa-se o Datum da Rede Vertical do SGB vinculando-o à estação fundamental de Curitiba/PR, pertencente a RBMC e também às estações IGS/SANT e IGS/BRAZ. Com isto abre-se a possibilidade do estudo de outros efeitos que afetam o posicionamento vertical relativo e a definição do Datum altimétrico.

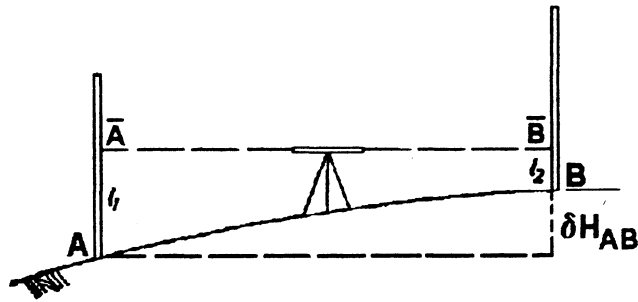
3.2 Altitudes: Definição Física

O nivelamento geométrico está fundamentado no emprego da visada horizontal segundo o plano tangente à superfície de nível no ponto de observação. A posição desta visada horizontal é determinada com a ajuda do nível de luneta; uma vez o aparelho nivelado (calado) na estação, fica definida a tangente (através do eixo de visada) como sendo perpendicular à direção da gravidade ou seja, à vertical no ponto considerado.

A diferença de altitudes entre pontos no nivelamento geométrico é definida como a somatória dos desníveis ao longo de uma linha de nivelamento, conforme já visto anteriormente quando do enfoque puramente geométrico.

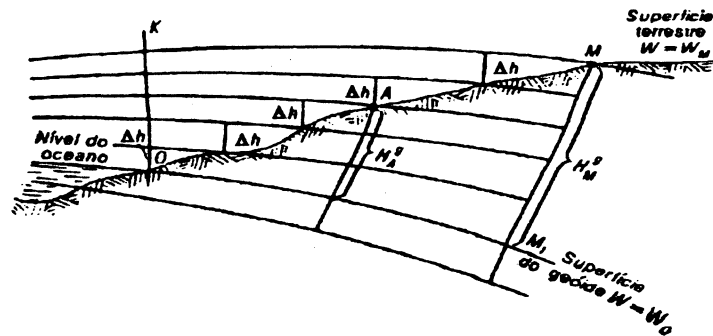
Entretanto, devido ao não paralelismo das superfícies eqüipotenciais, o esquema ideal e muito simples do nivelamento geométrico que se adota para o estudo deste método [Figura (3.4)], é perturbado pela ação do campo gravitacional da Terra. Em função disto, o método torna-se relativamente difícil, requerendo em cada estação a consideração das influências da não uniformidade na distribuição de densidade do interior da Terra.

Figura 3.4: Definição simples do nivelamento.



Observe-se a Figura (3.5)⁴; nela está esquematizado um perfil topográfico ligando os pontos O (ao nível do mar) e M , cuja altitude deseja-se determinar.

Figura 3.5: Conceito físico do nivelamento geométrico.



Os segmentos Δh representam os desníveis obtidos pelo nivelamento ao longo da linha de nivelamento OM . Então, a soma dos Δh ao longo da linha permite determinar a altitude do ponto M , ou seja

$$H_M = \sum_0^M \Delta h \quad (3.1)$$

ou, considerando Δh como um desnível elementar dh :

$$H_M = \int_0^M dh; \quad (3.2)$$

H_M depende do caminho adotado.

Analisando um pouco melhor esta dependência, suponhamos que de O a M o nivelamento se desenvolva segundo dois caminhos: 1) do ponto O até K , e deste, seguindo pela superfície de nível $W = W_M$ até o ponto M ; e 2) do ponto O seguindo ao longo da superfície do Geóide $W = W_0$ até o ponto M_1 e deste até M .

⁴Fonte: [Zacatov, 1981]^[124]

Verifica-se com facilidade que no primeiro caminho a altitude de M é definida pelo segmento \overline{OK} e, no segundo, pelo segmento $\overline{MM_1}$, e mais, devido ao não paralelismo entre as superfícies de nível, $OK \neq M_1M$. Escolhendo um outro caminho qualquer, obter-se-á um terceiro valor para H_M , diferente dos anteriores.

Supondo que as superfícies de nível fossem paralelas, isto é, esferas concêntricas, então $H_M = \sum \Delta h$ seria a altitude do ponto M , contada ao longo da vertical ao Geóide desde o ponto M_1 . Esta suposição é possível, porém admissível somente em levantamentos em pequena extensão ou topográficos. A dependência do valor da altitude de um ponto em relação ao caminho adotado no nivelamento, não é admissível em trabalhos geodésicos de precisão. Para atender este requisito, há necessidade de pesquisar uma teoria que possibilite a determinação das altitudes considerando três aspectos básicos: 1) que leve em consideração o não paralelismo das superfícies de nível; 2) que considere a influência das massas anômalas da Terra; e 3) que permita determinar os valores das altitudes univocamente, qualquer que seja o caminho adotado no nivelamento.

Para tal recorre-se à teoria do potencial do campo da gravidade. Uma das fórmulas fundamentais

$$dW/ds = g_s \quad (3.3)$$

permite conhecer a componente da gravidade segundo a direção do deslocamento ds . Adaptando a expressão acima para o caso em questão e levando em consideração a Figura (3.5), pode-se escrever:

$$dW/dh = g_h \longrightarrow \int_O^M dW = \int_{M'}^M g dh \quad e \quad (3.4)$$

$$\int_O^M dW = W_M - W_O = \Delta W = \int_{M'}^M g dh \quad (3.5)$$

W_0 e W_M representam os valores dos potenciais da força da gravidade para as superfícies de nível que passam pelos pontos O e M ; g representa os valores da gravidade dos pontos nivelados ao longo da linha de nivelamento OM ; dh é o desnível elementar e a integral $\int_O^M dW$ é denominada *Número geopotencial* C_M . Aplicando o teorema do valor médio à integral do número geopotencial, resulta

$$C_M = g_m \int_{M'}^M dh = g_m H \quad (3.6)$$

$$H = \frac{C_M}{g_m} \quad (3.7)$$

Os potenciais W_0 e W_M são constantes para cada superfície de nível; logo, ΔW também é constante. Deduz-se então que o valor $\int_{M'}^M g dh$ não depende do caminho utilizado no nivelamento, mas somente dos valores inicial e final. g_m representa o valor médio da gravidade ao longo da vertical MM' .

3.2.1 Geóide

A unificação de redes altimétricas e o estudo de fenômenos físicos e geodinâmicos requerem o conhecimento do Geóide. Normalmente a alternativa encontrada é a determinação de um Geóide gravimétrico de alta resolução; decorre daí a necessidade de uma densa cobertura gravimétrica para dispor de anomalias da gravidade, indispensáveis para o cálculo do Geóide. O método de cálculo baseia-se na modelagem das correções e interpolações utilizando um modelo de referência global do geopotencial, como por exemplo, o modelo OSU91A (Rapp et al., 1991)^[97] ou EGM96 (Mulaire, 1997)^[94]. Tais modelos utilizam dados de anomalia da gravidade terrestre e oceânica, estes obtidos a partir dos satélites altimétricos GEOS, GEOSAT, ERS1, LAGEOS e TOPEX/POSEIDON. O desenvolvimento de novos modelos permite a obtenção de novos coeficientes dos harmônicos esféricos. Atualmente os modelos do geopotencial fazem parte dos SGR's e são utilizados para a representação do campo da gravidade anômalo de alta resolução (Sa, 1993)^[102], (Vanicek et al., 1987)^[117]. Dentre os modelos desenvolvidos, os de baixo grau ($2 \leq n \leq 36$) são determinados exclusivamente através dos dados de órbita dos satélites. Os modelos de alto grau ($n > 36$) são obtidos a partir dos anteriores combinados com dados gravimétricos terrestres e oceânicos, na forma de modelos gravimétricos digitais. Os modelos geopotenciais de baixo grau, atualmente com alta precisão, vêm sendo utilizados de forma rotineira como esferóides de referência no processamento dos dados geodésicos (Sá, 1993)^{[104][103]}; (Blitzkow, 1990)^[14].

A questão da unificação de redes altimétricas e a conseqüente definição de um Geóide global é, atualmente, uma questão puramente de ordem prática. Teoricamente,

dispõe-se de inúmeras teorias que permitem realizar a conexão de data verticais locais entre si, permitindo assim, o estabelecimento de um Datum vertical global. Para tal, uma questão essencial é a determinação geocêntrica dos marégrafos associados aos data locais. Esta conexão requer a junção de todos os nivelamentos provenientes de redes locais com uma rede de posicionamento utilizando técnicas espaciais, combinados com uma densa cobertura gravimétrica global.

A tentativa para a determinação de um Geóide global de alto nível de acurácia e com isso estabelecer um sistema global de altitudes, está vinculada a uma significativa melhoria do conhecimento do campo gravitacional terrestre. Portanto, num primeiro passo, esforços significativos vem sendo feitos para desenvolver novos coeficientes para o modelo de gravidade da Terra EGM96. Esta nova versão do modelo permite a determinação da ondulação geoidal com uma acurácia esperada entre ± 50 a ± 100 *cm* em áreas terrestres, e com substancial melhoria nas áreas oceânicas: ± 25 *cm* (Mulaire, 1997). Em média, a precisão fornecida pelo modelo é de ± 1 *m*^[94].

Um outro aspecto de extrema importância no âmbito da geodinâmica diz respeito à escolha do Geóide mais adequado para a investigação em estudo. Kakkuri & Poutanen (1997)^[67] e Mulaire, (1997)^[94], mencionam que, atualmente existem três espécies de Geóide em uso:

- **Geóide não perturbado por maré** (nontidal geoid) é aquele cujo efeito permanente de maré é eliminado do modelo; para o modelo de geopotencial EGM96 o coeficiente zonal do segundo grau do desenvolvimento harmônico é dado em relação a um sistema denominado livre de maré (tide-free system). Isto significa que qualquer ondulação geoidal calculada a partir do EGM96 estão isentas de todos os efeitos (diretos e indiretos) oriundos da ação da Lua e do Sol;
- **Geóide médio** (mean geoid) é aquele cujo efeito de maré é retido, mas a ação gravitacional da Lua e do Sol está presente;
- **Geóide zero** (zero geoid) é aquele que a atração gravitacional da Lua e do Sol é eliminada mas, o efeito indireto relacionado à deformação elástica da Terra é retida.

No caso de estudos do nível do mar é utilizado o Geóide médio. Os mesmos autores acima afirmam que, dispondo de uma boa cobertura gravimétrica local, é possível a

determinação do Geóide médio para uma área em estudos (Geóide local), com uma acurácia em torno de 6 cm.

3.2.2 Altitudes Científicas

São denominadas *científicas* ou *corrigidas*, as altitudes obtidas a partir do conhecimento do *número geopotencial* do ponto e do valor médio da gravidade em relação a uma superfície equipotencial e que tem, por convenção, altitude zero. De imediato, evidencia-se a dificuldade na obtenção destas altitudes. Inicialmente com a determinação da gravidade média (g_m) que depende da composição da litosfera e pressupõe a redução ao Geóide, do valor da gravidade medido na superfície física da Terra. Outro problema é qual redução empregar. Todas as reduções conhecidas, diante da impossibilidade de obtenção do valor médio da gravidade, adotam alguma hipótese simplificadora quanto à composição da crosta. De acordo com a redução gravimétrica adotada, resultam diferentes altitude científicas: Ortométrica, Helmert, Vignal, Dinâmica e Molodensky.

Denomina-se Número Geopotencial de um ponto M da superfície física da Terra, a diferença entre o geopotencial W_0 no Geóide e o geopotencial W_M nesse ponto. Define-se também como a diferença de potencial entre dois geopes: o que coincide com o Geóide e aquele passante pelo ponto considerado (Gemael, 1981)^[52]. A esta diferença de potencial corresponde o trabalho da gravidade para transportar a unidade de massa entre as duas superfícies eqüipotenciais:

$$C_M = W_0 - W_M = \int_0^M g dz \quad (3.8)$$

onde dz representa a separação entre duas superfícies infinitamente próximas.

Na prática, o cálculo do número geopotencial pode ser simplificado satisfatoriamente, substituindo a integral por uma soma finita de termos; para tal, deve-se considerar um nivelamento geométrico com origem num ponto vinculado ao Geóide e acompanhado de determinações gravimétricas:

$$C_M = W_0 - W_M = \sum_0^M g_m \Delta Z_i \quad (3.9)$$

Na expressão (3.9) ΔZ_i representa a somatória dos desníveis brutos oriundos do nivelamento e g_m a média dos valores observados da gravidade nos extremos de cada seção nivelada⁵.

⁵O geopotencial W_0 é desconhecido; atribui-se o mesmo valor do *esferopotencial à superfície do*

3.2.2.1 Altitude Ortométrica

A Altitude ortométrica está diretamente vinculada com o Geóide; é a distância do ponto considerado (superfície física) ao Geóide, contada ao longo da vertical. Levando em consideração que o trabalho desenvolvido pela gravidade para transportar a unidade de massa de O até P é o mesmo que para transportá-la de P' para P [Figura (3.1)], é imediato que:

$$\int_0^P g dz = \int_{P'}^P g' dh. \quad (3.10)$$

Dada a impossibilidade de se conhecer g' ao longo do segmento PP' , aplica-se o teorema do Valor Médio (Lagrange) em busca de um valor único representativo da gravidade no trecho. Assim tem-se:

$$\int_0^P g dz = \int_{P'}^P g' dh = g_m \int_{P'}^P dh = g_m H_P \quad (3.11)$$

e, finalmente

$$H_P = \frac{\int g dz}{g_m} = \frac{\sum g \Delta h}{g_m} \quad (3.12)$$

Entretanto o valor de g_m no interior da crosta também é desconhecido; daí o caráter puramente teórico da altitude ortométrica.

O nivelamento geométrico de precisão desenvolvido durante anos no Brasil, tem caráter puramente geométrico. Na ausência de determinações gravimétricas, a única forma de tornar unívoca a rede altimétrica é aplicando a denominada *correção ortométrica* (δH). Tal correção entretanto, leva em consideração apenas o não paralelismo das superfícies equipotenciais; é aplicada ao desnível bruto $\sum \Delta h$ oriundo do nivelamento.

$$\delta H = 1542 \times 10^{-09} \cdot H_m \cdot \Delta \phi' \cdot \text{sen}(2\phi) \quad (3.13)$$

sendo $\Delta \phi$ em minutos de arco (comprimento do trecho) e H_m a altitude média bruta do trecho. A correção é positiva quando o nivelamento se aproxima do equador, em vista do fato que as superfícies equipotenciais convergem para os pólos.

modelo geométrico; assim, para o elipsóide de referência 1967 o valor adotado é:

$W_0 = U_0 = 6\,263\,703,0523 \text{ kgal} \cdot m$; ou $W_0 = 6\,263\,703,0523 \text{ ugp}$, sendo $u\text{gp} = \text{unidade geopotencial} = 1 \text{ kgal} \cdot m$ [GRS67]^[63].

3.2.2.2 Altitude de Helmert

Para a obtenção da altitude de Helmert, considera-se a gravidade determinada em um ponto Q , de altitude igual a metade do desnível bruto entre os pontos P e P' [Figura (3.1)]. Aplica-se a correção *free-air* para o trecho PQ e elimina-se o efeito do platô de Bouguer. Assim, obtém-se para a gravidade corrigida de Helmert a expressão:

$$g_m = g_P + C_F - A \quad (3.14)$$

Introduzindo os parâmetros:

- $H_{PP'} = \sum \Delta h = \text{desnível bruto};$
- $H_{PQ} = \frac{1}{2}H_{PP'};$
- $C_F = 0,3086 H_{PQ} \times 10^{-06} \rightarrow (k.Gal)$ e
- $A = 0,1119 H_{PP'} \times 10^{-06} \rightarrow (k.Gal) = \text{componente vertical da atração do platô de Bouguer com } \rho = 2,67 g.cm^{-3},$

resulta para a altitude corrigida de Helmert no ponto P :

$$H^H = \frac{C_P}{g^H} = \frac{C_P}{g_P + 0,0425 H_{PP'} \times 10^{-06}} \quad (3.15)$$

3.2.2.3 Altitude de Vignal

A altitude corrigida de Vignal é obtida adotando-se o valor da gravidade como sendo a média dos valores teóricos da gravidade em P e P' [Figura (3.1)]. Isto implica, de forma aproximada, em ondulação geoidal nula. Assim,

- Em P' : γ_0
- Em P : $\gamma_P = \gamma_0 - C_F$

Com isso, pode-se escrever:

$$\gamma_m = \frac{1}{2}(\gamma_0 + \gamma_0 - 0,3086 H_{PP'}) \quad (3.16)$$

resultando para a altitude corrigida de Vignal no ponto P

$$H^V = \frac{C_P}{\gamma_m} = \frac{C_P}{\gamma_0 - 0,1543 H_{PP'} \times 10^{-06}} \quad (3.17)$$

com

$$\gamma_0 = \gamma_e(1 + \beta \cdot \text{sen}^2 \phi) \quad (3.18)$$

sendo γ_e e β calculados (tabelados) em função dos parâmetros do elipsóide de referência; ϕ é a latitude geodésica do ponto P .

3.2.2.4 Altitude Dinâmica

O conceito de altitude dinâmica de um ponto da superfície física, considera a gravidade média (g_m) como sendo igual à gravidade normal calculada para uma latitude padrão. Atualmente recomenda-se o cálculo da gravidade normal para a latitude média da região.

Na abordagem da altitude dinâmica, a influência da crosta é levada em consideração apenas no cálculo do número geopotencial do ponto.

Para o cálculo da gravidade média utiliza-se a expressão (3.18); assim, a altitude dinâmica é calculada pela expressão

$$H^D = \frac{C_P}{\gamma_0} \quad (3.19)$$

3.2.2.5 Altitude Normal ou de Molodensky

Para o estudo da altitude normal proposta por Molodensky et al. (1960) in: (Vanicek & Krakiwsky, 1982)^[118], introduz-se aqui o conceito de *teluróide*, uma superfície que se aproxima da superfície física da Terra. O teluróide é definido como a superfície cuja altura em relação ao elipsóide de referência é a mesma da superfície física ao Geóide. Da teoria do potencial, comprova-se que o potencial normal U sobre o teluróide é igual ao geopotencial W em um ponto correspondente sobre a superfície física. A Figura (3.6) mostra a relação entre as superfícies: teluróide, terreno, Geóide e elipsóide de referência.

Para o cálculo da ondulação geoidal, Molodensky criou uma outra superfície em substituição ao Geóide: o quasi-geóide. Esta superfície, ao contrário do Geóide, pode ser definida sem a necessidade de hipóteses sobre a distribuição de massas da crosta (Vanicek & Krakiwsky, 1982)^[118]. Desta forma, a separação entre o quasi-geóide e o elipsóide, usualmente denominada *anomalia de altitude* (ζ), pode ser calculada teoricamente. Assim, o sistema normal de altitudes adota a anomalia de altitude em substituição a ondulação geoidal (ΔN), que pode ser visto na Figura (3.7).

Figura 3.6: Superfícies: terreno, teluróide, Geóide e elipsóide.

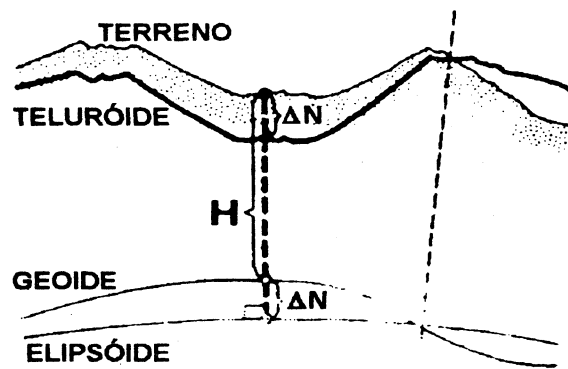
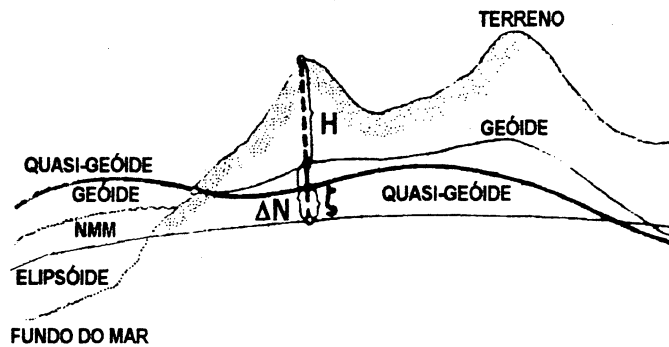


Figura 3.7: Quasi-geóide e anomalia de altitude.



A desvantagem do uso do quasi-geóide em substituição ao Geóide é que aquela superfície não possui nenhum significado físico. É simplesmente um artifício matemático, não se tratando, portanto, de uma superfície equipotencial do campo da gravidade da Terra.

A altitude normal de um ponto é definida de forma similar a altitude ortométrica, no entanto considera o campo da gravidade normal. Neste caso a gravidade g é substituída pela gravidade normal γ e o geopotencial W substituído pelo esferopotencial U .

Considerando a definição física de altitude, a altitude normal de um ponto da superfície física da Terra é dada pela relação entre o número geopotencial no ponto e a gravidade normal média entre o Geóide e o teluróide:

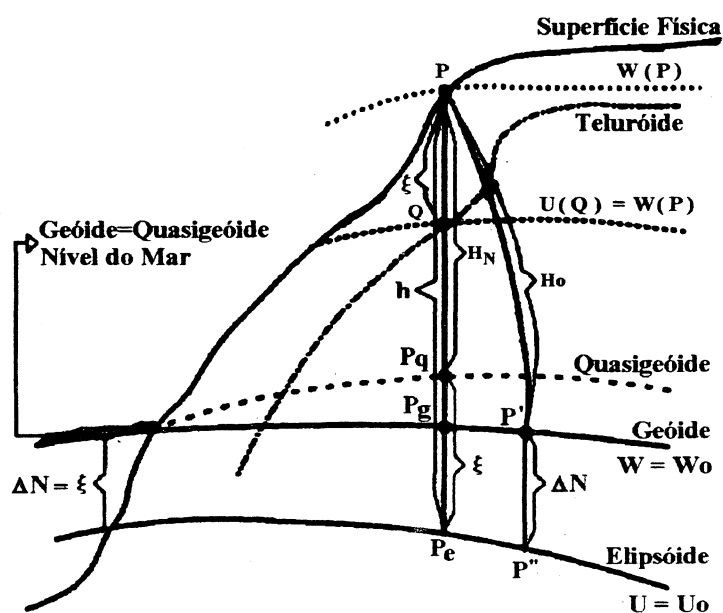
$$H^N = \frac{C_P}{\gamma_m} \quad (3.20)$$

$$\gamma_m = \frac{1}{2}(\gamma_{P'} + \gamma_Q) \quad (3.21)$$

A gravidade normal sobre a superfície do teluróide γ_Q é calculada a partir da gravidade normal na superfície elipsoidal ($\gamma_{P''}$) [Figura (3.8)] com rigorosa redução free-air, conforme proposta por Heiskanen & Moritz (1967)^[58]:

$$\gamma_Q = \gamma_{P''} \left[1 - \frac{H^N}{a} (1 + \alpha - 2\alpha \text{sen}^2 \phi + m) + \left(\frac{H^N}{a} \right)^2 \right] \quad (3.22)$$

Figura 3.8: Grandezas, aspectos geométricos e físicos associados com o posicionamento geodésico vertical. ΔN - ondulação do Geóide; ξ - anomalia de altitude normal; H_0 - altitude ortométrica; H_N - altitude normal; h - altitude elipsóidica; W - geopotencial; U - esferopotencial.



Aparentemente as altitudes científicas não despertam maiores interesses, porém experiências realizadas demonstram que estas proporcionam menores erros de fechamento e possibilitam uma sensível melhoria no ajustamento da rede vertical.

É preferível a adoção de altitudes com significado físico em detrimento daquelas obtidas unicamente a partir da somatória dos desníveis brutos. A definição da altitude científica mais adequada para um país ou região ainda é um tópico aberto à pesquisa. A rede altimétrica Norte-Americana adota a altitude de Helmert (Fury, 1996)^[49]; a rede européia adota a altitude Dinâmica (Lang & Sacher, 1995)^[73] e as altitudes de Vignal são adotadas na França ([Gemael, 1981)^[52].

3.2.3 Problemas Físicos Vinculados

Face a relevância do posicionamento vertical perante às comunidades científica e tecnológica, os aspectos qualitativos das redes de nivelamento merecem uma abordagem mais cautelosa sob o ponto de vista conceitual. O conceito geométrico de altitude, baseado na soma dos desníveis observados desde um Datum altimétrico, não possui significado físico preciso. A sua determinação não é unívoca quando consideradas somente as mensurações geométricas de desníveis sucessivos. Com isso, as precisões mencionadas anteriormente referem-se somente aos aspectos geométricos do nivelamento. Implicações de natureza física impõem outras limitações que devem ser levadas em conta.

Com a chamada *correção ortométrica* aplicada às altitudes geométricas se propõe dotá-las de algum significado físico. Na verdade esta correção somente leva em consideração o não paralelismo das superfícies equipotenciais, sendo portanto, erroneamente denominada *ortométrica*. As altitudes assim corrigidas não devem ser confundidas com as *altitudes ortométricas*, que possuem um significado físico mais complexo. Mesmo assim, as altitudes ortométricas referidas ao Geóide possuem significado físico somente do ponto de vista teórico, uma vez que tais altitudes só podem ser determinadas via hipóteses simplificativas acerca da constituição da crosta. Do ponto de vista conceitual, a altitude ortométrica de um ponto **P** está vinculada ao conhecimento do *número geopotencial* do ponto ($C_P = W_0 - W_P$) e também ao valor médio da gravidade (g_m) entre o ponto, na superfície física, e a superfície de referência: $H_P = \frac{W_0 - W_P}{g_m} = \frac{\int_0^P g dh}{g_m}$.

Hipóteses simplificadoras acerca da obtenção do valor de g_m dão origem as altitudes científicas, já estudadas anteriormente. O cálculo do número geopotencial utilizando a somatória dos desníveis brutos observados (\sum_0^P) desde o NMM (supostamente o Geóide), em vez da integração (\int_0^P) de todos os desníveis elementares, é também uma tentativa de vincular algum significado físico às altitudes.

As altitudes normais, referidas ao quasi-geóide, são muito cômodas para a sua determinação uma vez que se vinculam à gravidade normal que não dependem do conhecimento da estrutura da crosta. No entanto as altitudes normais desvinculam-se de qualquer significado físico a medida que a gravidade teórica se afaste da gravidade real ou, em outras palavras, que a normal se afaste da vertical. Além do mais, as altitudes normais se tornam inconvenientes por estarem vinculadas à superfície do quasi-geóide,

uma superfície complexa e cuja determinação depende do conhecimento de anomalias da gravidade válidas para a superfície física. A propósito, é resolvendo a anomalia de altitude que se chega a determinação do quasi-geóide através do teorema de Stokes [Gemael, 1981]^[52].

Outro aspecto importante a ser analisado diz respeito à metodologia empregada para determinação do Geóide. Tradicionalmente este é definido a partir da determinação do NMM calculado em função de longas séries de observações maregráficas levadas a efeito em regiões costeiras. O Datum Vertical definido a partir desta superfície eqüipotencial é aparentemente evidente somente nas regiões oceânicas. Em relação ao Geóide global, o NMM possui um afastamento ligeiramente irregular devido a *topografia oceânica* que surge em função de fatores geodinâmicos, provocando o afastamento nas regiões costeiras, entre o NMM e o Geóide (de Freitas & Luz, 1995)^[25].

3.3 Visão Atual da Definição de Datum Vertical

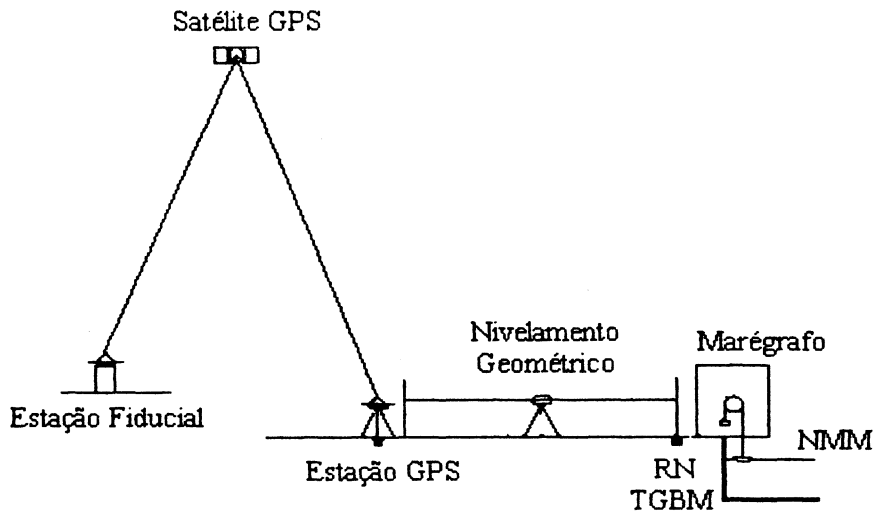
Nos nivelamentos geodésicos de precisão, as altitudes mais frequentemente utilizadas são as *ortométricas* e as *normais* [Kakkuri & Poutanen, 1997]^[67]. Tais altitudes são vinculadas ao *número geopotencial* C , e definidas como segue:

- **Altitude ortométrica** de um ponto $H_0 = \frac{C}{g_m}$, onde g_m é o valor médio da gravidade ao longo da vertical entre o ponto e o Geóide;
- **Altitude normal** de um ponto $H^N = \frac{C}{\gamma_m}$, onde γ_m é o valor médio da gravidade teórica (normal) ao longo da normal, entre o elipsóide de referência e o ponto onde o *esferopotencial* é igual ao *geopotencial* do ponto.

O Datum vertical é plenamente definido pela superfície eqüipotencial que possui *altitude nula*. Tal superfície, que representa o Datum Vertical ideal, é o Geóide, pois sobre esta superfície $C = 0$, e portanto, também as altitudes.

Na prática as posições verticais de pontos da superfície física são referidas ao *Nível Médio do Mar* de um determinado marégrafo e a uma certa época. Por questões práticas, o valor do NMM é transportado para um marco localizado em local estável denominado Referência de Nível Local (*Tide Gauge Benchmark (TGBM)*), como mostrado na Figura (3.9).

Figura 3.9: Posição geocêntrica do marégrafo



Já foi mencionado anteriormente que a tendência mundial é promover a unificação das inúmeras redes altimétricas existentes. Para isto é necessário que a posição do marégrafo que definiu o NMM local seja referenciado à um sistema geocêntrico. Atualmente a comunidade mundial adota um dos ITRF's via incorporação de observações contínuas GPS em estações próximas ao marégrafo.

Ashkenazi et al., (1994)^{[8][7]} afirmam que no estado atual da tecnologia GPS e utilizando estações fiduciais do IGS, é possível determinar altitudes das estações, referidas a um sistema geocêntrico global, com acurácia melhor que *15 mm*.

Também com a tecnologia GPS é possível realizar outros estudos, tais como o das variações do NMM através do monitoramento (vertical) da estabilidade local da RN maregráfica [Ashkenazi et al., 1994]^{[8][7]}. Os aspectos geodinâmicos provocados por efeitos físicos que afetam o NMM, desde que acompanhados de observações gravimétricas, também podem ser estudados com a utilização da tecnologia GPS, proporcionando informações que possibilitam a discriminação destes efeitos, inclusive a topografia oceânica.

Capítulo 4

EXPERIMENTO MULTIPARAMÉTRICO

A visão atual para a definição de um Datum vertical, leva em consideração aspectos relevantes como a determinação da posição geocêntrica do marégrafo associado e os efeitos dinâmicos da crosta nas vizinhanças da estação. Além destas considerações, também é de interesse o estudo da propagação de tais efeitos dinâmicos em estações intracontinentais, afastadas da região de influência direta sobre o Datum Vertical. Um experimento multiparamétrico foi então idealizado procurando-se examinar também as variações geocêntricas da posição do Datum vertical do SGB, situado no cais do porto de Imbituba/SC.

Inicialmente buscou-se a determinação da influência dos efeitos da redistribuição de massas na região do Datum e do carregamento crustal proveniente dos efeitos direto e indireto das marés oceânicas e pressão atmosférica. Para tal planejou-se a implantação de estações de coleta de dados gravimétricos, visando atender aos objetivos propostos. Foi estabelecido um perfil continental no Sul do Brasil com aproximadamente 315 *km* de extensão, interligando três estações de coleta de dados: Imbituba/SC (Datum vertical), Blumenau/SC (estação intermediária) e Curitiba/PR (base: estação fundamental de marés terrestres para a América do Sul).

Nas três estações do Sul do Brasil, foram instalados um receptor GPS de dupla frequência, um gravímetro para observação das marés terrestres e sensores de temperatura e pressão. Além destes, foi instalado um marégrafo digital no cais do porto, objetivando a coleta de informações relativas ao comportamento da maré oceânica, durante 42 dias, simultaneamente à coleta dos parâmetros gravimétricos, parâmetros atmosféricos e observações GPS.

Duas estações IGS - Santiago do Chile (código internacional SANT) e estação Brasília (código internacional BRAZ), foram utilizadas para monitoramento externo das deformações da crosta na região do Datum, dentro de uma geometria favorável.

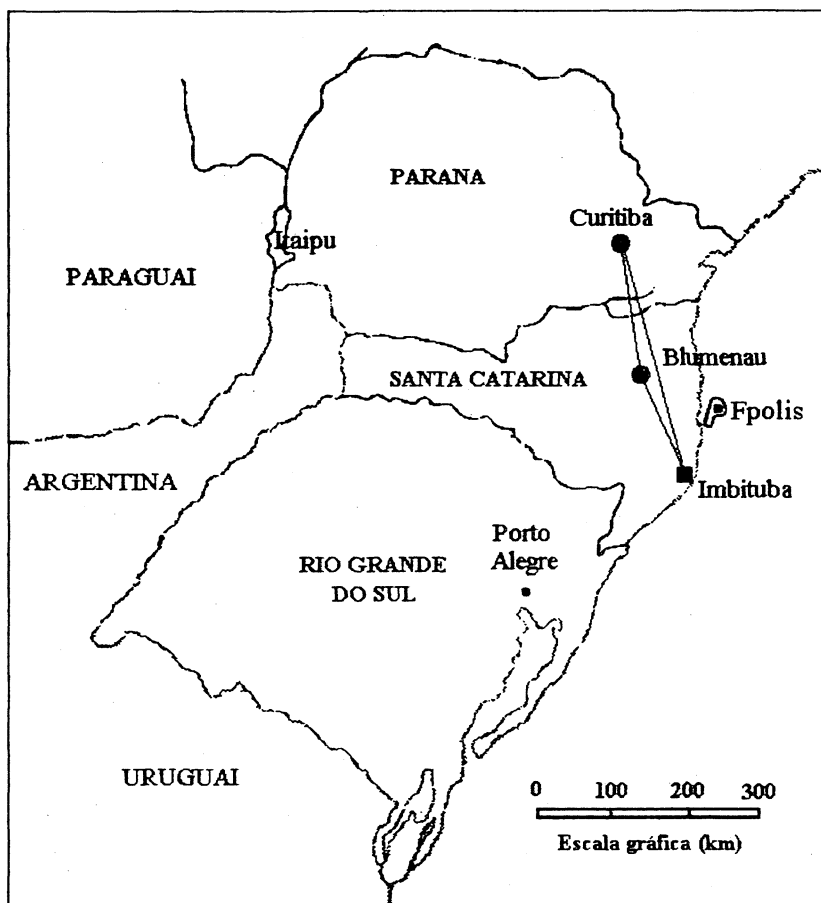
4.1 Perfil de Observações

A escolha do perfil Imbituba/Blumenau/Curitiba, estabelecido para nortear os estudos propostos, baseou-se no fato de Curitiba sediar uma estação fundamental integrante do ICET e, também, uma estação GPS fundamental integrante da RBMC.

A estação Imbituba/SC ocupa o outro extremo do perfil, onde localiza-se o *Datum* vertical do SGB.

Blumenau/SC sedia a terceira estação, por localizar-se em situação intermediária em relação às duas anteriores, em distância e afastamento do oceano [Figura (4.1)].

Figura 4.1: Estações usadas no experimento multiparamétrico (⊕- Receptor GPS com L1/L2 + Medição de: maré gravimétrica; pressão atmosférica; temperatura; ⊔- Receptor geodésico com L1/L2 + Medição de: maré gravimétrica; maré oceânica; pressão atmosférica; temperatura.)



4.2 Observações de Campo

As observações de campo compreenderam a coleta de dados maregráficos, gravimétricos e GPS. Além destes, foram também coletadas as informações meteorológicas como a temperatura e pressão atmosférica.

No que diz respeito à coleta dos dados gravimétricos, todas as estações do perfil em estudo, caracterizam-se por serem estações tropicais. Cuidados especiais, como a colocação de uma capa de isopor envolvendo o gravímetro, foram necessários na implantação das estações Imbituba e Blumenau devido as variações térmicas constatadas. Com relação a estação de Curitiba, por ser subterrânea, possui uma boa estabilidade térmica ao longo do ano.

4.2.1 Maré Oceânica em Imbituba

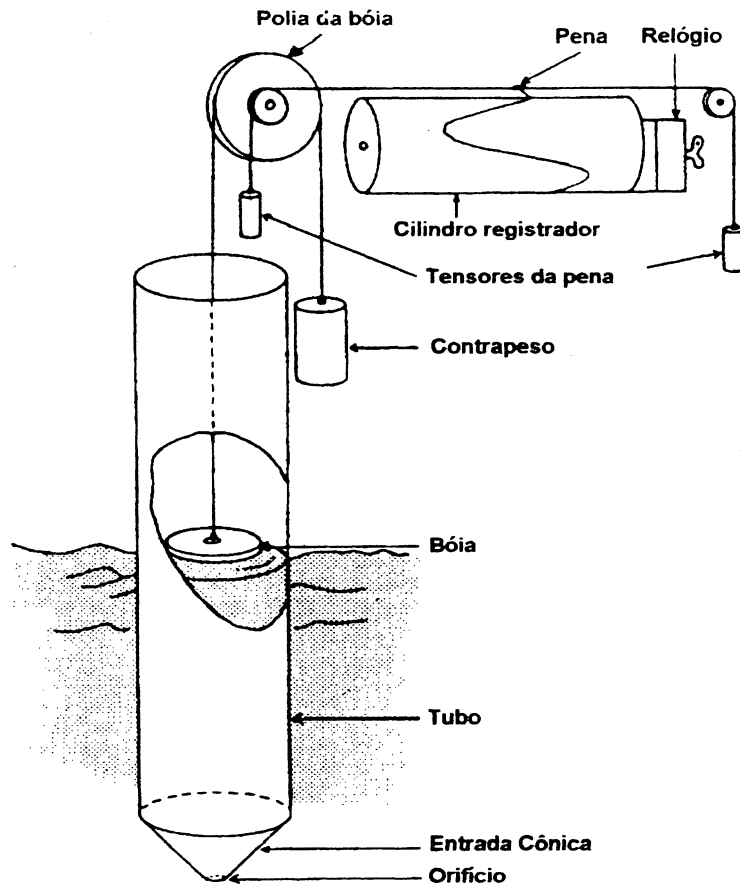
O estudo do comportamento da maré oceânica na região do Datum Vertical do SGB é de suma importância, face a influência que esta exerce nas medidas de maré gravimétrica. O estudo foi conduzido a partir da análise dos dados obtidos por um marégrafo digital, de propriedade do CEM da Universidade Federal do Paraná.

O modelo de marégrafo utilizado foi o *WLR 7 da Aanderaa Instruments*; instrumento de alta precisão para registros da altura do nível do mar, baseado na determinação da pressão hidrostática da coluna d'água sobre um sensor de quartzo (oscilador com frequência entre 36 e 40 KHz) de alta precisão. Conhecida a densidade da água e a pressão atmosférica atuante, o nível de água pode então ser determinado. Além da pressão, outras informações podem ser coletadas: temperatura e condutividade da água, por exemplo (Aanderaa, 1990)^[1].

Instalado no cais do porto, o equipamento ocupou as instalações originais, utilizadas na determinação da referência altimétrica brasileira. Apesar de precárias, implantou-se algumas melhorias como a limpeza do tubo submerso e a substituição da régua graduada. Com isso, as mesmas condições físicas da estação maregráfica, implantada em 1949 pelo *IAGS/USCGS* (Luz, 1991)^[78], foram mantidas. A Figura (4.2) ilustra graficamente as instalações e o equipamento utilizado na implantação da referência vertical brasileira.

Posicionado no interior do tubo submerso, o equipamento fornece a informação do nível d'água através da pressão exercida pela coluna de água sobre o sensor. O tubo

Figura 4.2: Esquema de um marógrafo de bóia (Marone, 1991).



é dotado de uma abertura graduada na sua base, a qual determina uma filtragem das ondulações de alta frequência. A informação é armazenada em conformidade com a taxa de aquisição estabelecida no painel de comando do marógrafo, que pode ser ajustada no início da operação; no presente experimento a taxa de aquisição foi de 10 *min*. Paralelamente à coleta digital, foram realizadas leituras sobre a régua graduada, objetivando a calibração dos registros digitais. As leituras sobre a régua foram realizadas duas vezes por dia, procurando-se manter sempre o mesmo horário (pela manhã em torno das 10 horas e a tarde, por volta das 15 horas). O período de observação foi de 09/04/97 a 21/05/97, totalizando 42 dias de coleta de dados.

Apesar da quantidade de dados ser insignificante para o estudo do Nível Médio do Mar para fins geodésicos, esta amostra é de extrema valia para o estudo de correlação entre as marés oceânica, gravimétrica e meteorológicas. No capítulo 5, tais estudos serão aprofundados.

O Datum Altimétrico Brasileiro

Uma das principais utilidades das observações do nível do mar está relacionada com o estabelecimento da superfície de referência para as altitudes. Neste contexto, foi definido o Datum Imbituba/SC, cujos trabalhos de implantação iniciaram em 1945. Com base em nove (09) anos de observação do nível do mar no cais do porto de Imbituba, foi calculado o NMM local, que passou a servir de Datum da rede vertical do Sistema Geodésico Brasileiro. Nesse processo, foi considerado desprezível a diferença entre o NMM e o geóide¹ (Luz, 1991)^[78].

Tradicionalmente, para o posicionamento dos pontos Datum em relação ao Geóide, lançava-se mão da hipótese de ser desprezível o desvio entre o NMM e o geóide. Assim, passou-se a utilizar o NMM como superfície de referência altimétrica equivalente. Isto ocorreu nos EUA em 1929, quando o Datum vertical americano foi definido a partir dos níveis médios locais de 26 estações maregráficas (americanas e canadenses) (Zilkoski, 1991)^[126] e também no Brasil, quando da definição do Datum Imbituba em 1958 (Alencar, 1990)^[2]. A partir das médias anuais das observações maregráficas realizadas pelo IAGS entre 1949 e 1957, foi calculado o NMM local e definido como Datum vertical do SGB.

Com o estabelecimento de conexões da rede altimétrica brasileira com outras estações maregráficas existentes ao longo do litoral brasileiro, a comparação das altitudes da rede com aquelas oriundas dos diferentes NMM locais, permitiram a verificação de diferenças significativas. Tais diferenças eram interpretadas em função apenas de sua magnitude, sem analisar as possíveis causas geradoras. As menos significativas eram justificadas como erros inerentes às operações de nivelamento geométrico. Entretanto, divergências maiores não eram explicadas.

Atualmente, com a Geodinâmica e a evolução da Dinâmica dos Oceanos, as diferenças mencionadas acima passaram a ter explicação científica. A hipótese de se desprezar o afastamento entre o NMM e o Geóide, denominado *topografia oceânica*, não atende mais os requisitos de precisão atualmente exigidos pela Geodésia. Do ponto de

¹Tal diferença é denominada *topografia da superfície do mar* ou simplesmente *topografia oceânica*. É uma variação do NMM causada pela ação de agentes físicos meteorológicos ou oceanográficos, tais como: pressão atmosférica, ventos, salinidade da água do mar, efeitos dinâmicos do fundo oceânico nas regiões costeiras, entre outros.

vista conceitual, este efeito deve obrigatoriamente ser considerado, face à ação diferenciada em cada ponto da costa, dos agentes físicos causadores da topografia oceânica. Assim, para cada estação maregráfica, o NMM local terá associado um valor correspondente à topografia oceânica.

Desta forma é possível a idéia da adoção de um Datum altimétrico baseado em múltiplas estações maregráficas, adequadamente distribuídas ao longo da costa, ou até mesmo ao longo de toda a costa sul-americana (SIRGAS). Para tanto, torna-se necessário a determinação da posição geocêntrica de todas as estações maregráficas envolvidas.

4.2.2 Maré Gravimétrica

Observações gravimétricas são de fundamental importância como suporte do presente estudo. Nas estações próximas ao mar, estudos do efeito indireto das marés oceânicas devem ser efetuados, objetivando a verificação de sua influência sobre as observações de maré gravimétrica realizadas na estação. Nas estações mais afastadas (intracontinentais), o efeito da redistribuição das massas causado pelo fenômeno das marés terrestres e oceânicas, deve ser investigado à luz da influência na resposta instrumental e do efeito indireto predito em modelos oceânicos. Tais efeitos serão melhor estudados no capítulo 6.

4.2.2.1 Estação Imbituba

A estação gravimétrica de Imbituba localiza-se ao nível do mar com uma altitude geométrica (SAD-69) de 12,4798 m e tem como coordenadas geodésicas:

$$\phi = -28^{\circ} 14' 09,995''$$

$$\lambda = -48^{\circ} 39' 20,146''$$

Instalada em uma sala ampla, uma parede divisória possibilitou isolar os equipamentos e criar uma ante-sala para a guarda de materiais e a instalação da estação GPS. Operou continuamente com o gravímetro GEO 783, cedido pelo ORB. A estação gravimétrica de Imbituba (IMB0) recebeu do ICET a matrícula # 7356.

O gravímetro GEO 783 opera com sistema digital de aquisição de dados. O sinal de saída do gravímetro é modulado em frequência, possuindo dois sistemas de integração:

um com saída analógica, utilizado para controle visual da aquisição por intermédio de registro gráfico e outro com saída digital. Na saída digital, o sinal é integrado e sobre este é aplicado um filtro de média corrente cujo comprimento pode ser programado. No presente trabalho foi empregado *1 min* como comprimento do filtro. Originalmente, o sistema permitia que o sinal de saída do filtro fosse registrado por um microcomputador que procede o controle do tempo e a compactação dos dados adquiridos, os quais são armazenados em memória tipo cartão (Sistema ATARI). No experimento em questão o sistema foi modificado, introduzindo-se o sistema de aquisição μ DAS, com memória própria e capacidade para várias semanas, de acordo com o número de canais utilizados.

O sistema de aquisição μ DAS acoplado ao gravímetro, possibilitou a coleta e armazenamento das contagens gravimétricas em duas frequências. Sensores de temperatura e pressão foram também conectados ao sistema, possibilitando armazenar as contagens relativas à variação da temperatura e pressão atmosférica na mesma taxa de aquisição das contagens gravimétricas. Os dados foram coletados a uma taxa de *1 min*, que é o valor recomendado para este tipo de experimento. O sistema, funcionando com a configuração de quatro canais de aquisição de dados (dois para a gravidade, temperatura e pressão atmosférica) tinha uma capacidade de armazenamento de aproximadamente 28 dias. Após este período, os dados eram transferidos (descarregados) para um microcomputador (notebook). A análise preliminar de cada arquivo contendo os dados brutos, é feita utilizando-se uma rotina que gera dois arquivos: um com extensão *DAT* e outro com extensão *1mn*. Dos dois, o arquivo com dados minuto (extensão *1mn*) é o mais importante, pois será utilizado para o processamento dos dados de maré. Este arquivo contém os dados referidos a cada minuto cheio (em tempo TU) enquanto o arquivo de dados original registra a informação média através da integração dos sinais 30 segundos antes até 30 segundos após. Por exemplo, o registro em contagens relativo ao tempo TU = 15h 30min será o resultado da integração pelo sistema dos sinais desde TU = 15h 29min 30s até o tempo TU = 15h 30min 30s.

Implantada em março/97, a estação operou continuamente entre 29/03/97 e 15/10/97. Durante este período foram realizadas várias visitas à estação, oportunidade em que eram realizadas as verificações de rotina, descarga dos dados coletados e a coleta dos parâmetros para a calibração.

4.2.2.2 Estação Blumenau

Em Blumenau, a estação gravimétrica foi construída pela FURB atendendo os requisitos mínimos necessários para abrigar os equipamentos.

Para a implantação da estação de maré gravimétrica de Blumenau, este projeto contou com a colaboração e parceria da USP através dos professores Dr. Wladimir Shukowsky e Dra. Marta Sílvia Maria Mantovani, além da participação direta do professor Dr. Sílvio Rogério Correia de Freitas (UFPR). A estação gravimétrica de Blumenau (BLU0) recebeu do ICET a matrícula # 7355 e entrou em operação em 04/12/1996, sendo desativada em 15/10/97.

A estação de maré gravimétrica de Blumenau localiza-se a 50 *km* do oceano e a uma altitude geométrica (SAD-69) de 28, 4721 *m*, tendo como coordenadas geodésicas:

$$\phi = -26^{\circ} 53' 28,249''$$

$$\lambda = -49^{\circ} 04' 59,102''$$

Operou continuamente com um gravímetro *L&R G913* acoplado a uma unidade de aquisição de dados DBF019, de propriedade da USP. Este gravímetro possui duas saídas distintas: sobre a saída analógica é aplicado um filtro passa banda, o qual permite o registro gráfico da onda global de maré e a separação do sinal residual. Sobre a saída digital é aplicado um filtro de média corrente com extensão programável, atualmente definida em 10 *min*. Neste sistema, o microcomputador, além do armazenamento dos dados adquiridos e controle do tempo, realiza ainda funções adicionais, como por exemplo, o controle das calibrações.

A central de aquisição coletava os dados a uma taxa de aquisição de 10 *min*, que eram gravados no sistema binário diretamente em microcomputador através de conexão serial. Os dados atmosféricos, como temperatura e pressão atmosférica, foram também coletados, porém, pelo sistema μ DAS, a exemplo da estação Imbituba, implantado pelo CPGCG.

4.2.2.3 Estação Fundamental de Marés Terrestres de Curitiba

A estação de maré gravimétrica de Curitiba localiza-se a 80 *km* do oceano e a uma altitude geométrica (SAD-69) de 913 *m*, tendo como coordenadas geodésicas:

$$\phi = -25^{\circ} 27' 15,249''$$

$$\lambda = -49^{\circ} 14' 15,460''$$

Localizada no Centro Politécnico da UFPR, a estação de marés terrestres foi construída numa área isolada, especialmente planejada e afastada de perturbações mecânicas.

Construída em 1983 por iniciativa do CPGCG (Gemael, 1986)^[51] foi a primeira estação permanente do Brasil. Recebeu do ICET a matrícula # 7305.

Ao longo destes quinze anos, a estação de marés terrestres de Curitiba foi palco de inúmeros experimentos, os quais, através dos resultados alcançados, possibilitaram a caracterização paramétrica da estação com alta precisão, sendo por isto considerada como estação fundamental para a América do Sul.

4.2.3 Observações GPS

O fenômeno das marés terrestres é característico pelas deformações causadas na crosta. De acordo com a literatura, estas deformações podem alcançar valores com magnitudes de até 50 *cm* na direção vertical e 15 *cm* na direção horizontal.

Levando-se em consideração que tais deformações não podem ser desconsideradas no posicionamento geodésico diferencial, principalmente sobre bases longas, no nivelamento geodésico de precisão e na gravimetria, incluiu-se no presente experimento uma campanha GPS, objetivando estudar as deformações causadas na região do Datum vertical brasileiro e pontos da rede vertical brasileira, além da determinação da posição geocêntrica do marógrafo.

A campanha teve início simultâneo nas três estações em 09/04/97 e foi concluída em 21/05/97.

4.2.3.1 Estações Imbituba e Blumenau

Em ambas as estações a coleta dos dados GPS foi realizada com receptores geodésicos de dupla frequência, modelo *ZXII da Ashtech*, de propriedade do CPGCG da UFPR. Para tal, foi necessário construir pilares estáveis para o posicionamento da antena e optou-se também pela instalação de dispositivo de centragem forçada. Este dispositivo permite a utilização do pilar por toda a comunidade usuária.

Os dados foram coletados continuamente e a cada 24 horas eram descarregados em um microcomputador. A campanha teve a duração de 45 dias e, apesar dos problemas ocorridos (quedas de energia e travamento do sistema de descarga dos dados),

conseguiu-se um período de vinte e quatro dias praticamente com dados contínuos. Tal densidade de observações, coletadas a uma taxa de aquisição de trinta segundos, seguramente é suficiente para a análise proposta pelo projeto tendo em vista que as observações de maré gravimétrica foram coletadas à uma taxa de *1 min* e os dados de maré oceânica, a cada *10 min*.

4.2.3.2 Estação Curitiba (PARA)

A estação GPS de Curitiba é integrante da RBMC e neste contexto possui a denominação PARA. No presente experimento esta estação foi considerada, inicialmente, como estação base. Nesta etapa o estudo do comportamento relativo das estações Imbituba e Blumenau eram a ela relacionados; numa segunda etapa, estudou-se o comportamento das três estações do perfil em relação a estação IGS/SANT; na terceira e última etapa, os estudos foram relacionados à estação IGS/BRAZ.

Para a coleta dos dados, utilizou-se o receptor 4000 *SSI da Trimble*, posicionado permanentemente na estação. Não houve a necessidade de acompanhamento do rastreamento nesta estação pois os dados são coletados continuamente para a RBMC.

4.2.3.3 Estações IGS: Santiago e Brasília

A fim de monitorar o comportamento dinâmico na região das estações de observação, utilizando observações contínuas GPS, deve-se referenciar tais observações a um referencial geocêntrico global. Para tal foram utilizadas duas estações fixas e afastadas da região em estudo e integrantes do IGS: SANT e BRAZ. O serviço de geodinâmica do IGS fornece aos usuários as efemérides precisas para o período de interesse, vinculadas ao ITRF. Tais efemérides estão disponíveis, após algum tempo, em vários endereços, inclusive pelo serviço da Internet, que podem ser facilmente acessados via FTP.

É importante ressaltar que, em se tratando de efemérides precisas, no processamento das observações em que tanto SANT como BRAZ participem como estações fixas (base), deve-se alterar o referencial para o ITRF; o referencial WGS-84 somente é válido no caso de utilização de efemérides transmitidas (Mônico & Segantine, 1996)^[93]. No caso presente utilizou-se o modelo ITRF-94 e as observações reduzidas para a época 1995,4.

4.2.4 Parâmetros Atmosféricos

Para estudar a influência dos parâmetros atmosféricos sobre as observações gravimétricas, os valores de temperatura e pressão atmosférica, foram coletados nas três estações em estudo, durante todo o transcorrer da campanha. Em cada uma delas, foram instalados sensores, que acoplados ao sistema de aquisição μ DAS, possibilitaram armazenar os dados a uma taxa de sessenta segundos. Tais dados são mostrados em gráficos no final do Capítulo 5.

As informações de temperatura no transcorrer da realização do experimento, subsidiou as análises iniciais dos dados gravimétricos coletados, possibilitando a introdução de melhorias, tanto na estação Imbituba como em Blumenau.

Os dados de temperatura coletados na estação Blumenau foram perdidos, devido a uma falha de leitura do disquete de aquisição. Na estação Curitiba, os dados meteorológicos não foram coletados face a queima do circuito integrador ocorrida no início da campanha.

Capítulo 5

TRATAMENTO DAS OBSERVAÇÕES

5.1 Observações Gravimétricas

A necessidade da interpretação dos resultados, principalmente no caso de um experimento multiparamétrico onde se tem um grande número de variáveis e de diferentes naturezas, é importante a realização do tratamento das observações seguindo um procedimento baseado em padrões internacionais (de Freitas, 1993)^[30]. Assim, no tratamento das observações gravimétricas do experimento em questão, foram as seguintes as fases adotadas:

1) Controle da coerência dos dados adquiridos: o controle é feito através de uma série de procedimentos tais como, descompactação dos dados adquiridos (sistema ATARI) ou preparação dos arquivos minuto (sistema μ DAS); verificação da consistência dos dados, observando a sinalização de hora cheia e mudança de dia; comparação da seqüência adquirida com a curva teórica de maré, objetivando verificar seqüências anômalas; determinação preliminar de resíduos e preparação de arquivo para plotagem; utilizando aplicativo gráfico, visualizar blocos de dados e avaliar o comportamento instrumental, tal como taxa de deriva, sensibilidade aparente, saltos, etc.; estabelecimento de horário e data às amplitudes observadas em função das informações do sistema de aquisição e verificar as amplitudes subseqüentes, com a eliminação de amplitudes anômalas.

2) Preparação dos dados horários: para o sistema GEO783, determinam-se as amplitudes horárias através de regressão polinomial iterativa. Adota-se o processo das amplitudes dos pontos vizinhos, isto é, *10 min* antes e *10 min* depois. O grau do polinômio é escolhido em função do nível de perturbação dos registros. Nesta fase também determinam-se os resíduos para controle das interpolações. Para o sistema L&R G913, adotam-se diretamente os valores obtidos no processo de filtragem por

média corrente de *10 min* da saída digital, devido à amplitude do filtro empregado. A seguir os dados são formatados no padrão ICET.

3) Determinação da tabela de calibração da sensibilidade: para a determinação dos dados de calibração da sensibilidade instrumental, utiliza-se o mesmo conjunto de dados utilizados na determinação das amplitudes horárias sem qualquer filtragem. Esta operação realiza o controle da sensibilidade real do instrumento em função de pulsos ou deslocamentos conhecidos. Para subsidiar a calibração instrumental, ao longo da campanha e sempre nas visitas de rotina à estação, são coletadas as informações relativas ao funcionamento e sensibilidade de resposta do gravímetro. No caso do gravímetro GEO 783 que operou em Imbituba, aplica-se uma tensão diferencial no transdutor capacitivo do gravímetro, com um valor medido no processo e anotando-se os valores da frequência e contagem, antes e após a aplicação da tensão. Durante a realização desta calibração, o operador deve permanecer o menor tempo possível no interior da estação. A calibração de rotina, que visa a detecção da sensibilidade aparente, não deve ser confundida com a calibração instrumental, que objetiva a determinação das funções de transferência do gravímetro, garantindo assim a resolução necessária para a discriminação e análise dos efeitos geodinâmicos nas estações. No caso dos gravímetros L&R, utilizados em Curitiba e Blumenau, o procedimento de calibração de rotina é efetuado atuando-se no dial de ajuste das medidas tal que, cria-se artificialmente um desequilíbrio no pêndulo do gravímetro. Este desequilíbrio é compensado automaticamente por um sistema de retroalimentação, o qual reequilibra o pêndulo para a posição central (método zero). A avaliação do sinal de realimentação permite determinar a força compensadora e associá-la com as contagens do dial. A Tabela (5.1) mostra as informações relativas ao funcionamento e sensibilidade do gravímetro GEO 783, coletadas em algumas visitas à estação.

4) Funções de transferência: a força de maré, resultante da atração gravitacional sobre a total estrutura da Terra, é medida por um gravímetro. O sinal de saída obtido refere-se não somente ao efeito mencionado, mas ao conjunto da resposta, da Terra e do instrumento. Este sinal, pura e simplesmente, não se adequa às análises de resposta da Terra ao efeito das marés. É necessário pois, que ambos os efeitos sejam devidamente separados. A separação do sinal relativo à resposta da Terra daquele do gravímetro pode ser realizada somente se a *função de transferência* do gravímetro for determi-

Tabela 5.1: Estação Imbituba. Relatório de visita. Gravímetro GEO 783.

Data/Horário TU	Display (CC) IN/OUT	Display (CC) Ub/Th	Frequência de Calibração (KHz)	Tensão de Saída (V)
10/04/97 12h 00min	IN: -3,63 OUT: 3,56	Ub: 13,83 Th: 0,14	Antes: 60,55 Depois: 64,50	50,33
08/05/97 23h 28min	IN: -3,75 OUT: 3,55	Ub: 13,82 Th: 0,15	Antes: 54,82 Depois: 58,86	50,32
13/06/97 18h 40min	IN: -4,41 OUT: 3,56	Ub: 13,82 Th: 0,15	Antes: 55,25 Depois: 59,23	50,31
14/07/97 19h 30min	IN: -4,08 OUT: 3,55	Ub: 13,79 Th: 0,15	Antes: 59,26 Depois: 63,11	50,33
11/10/97 14h 57min	IN: -3,96 OUT: 3,60	Ub: 13,82 Th: 0,14	Antes: 59,38 Depois: 55,66	50,31

nada, tanto em amplitude como em fase. Esta operação é conhecida como *calibração dinâmica de gravímetros*. Resta então, a determinação da função de transferência da Terra. Isto é conseguido a partir da teoria da elasticidade, adotando-se como premissa, que a resposta da Terra é suposta linear, estável e invariante no tempo (Love, 1911)^[76]. Esta resposta da Terra é devida à força perturbadora; como a força pode ser predita com elevada precisão, a resposta da Terra pode ser prevista através de uma integral de convolução que, tratada no domínio das frequências com os parâmetros elásticos preditos nos modelos (e.g. modelo PREM) (Dziewonski & Anderson, 1981)^[35] resulta em parâmetros de predição. O método espectral é utilizado então para a solução direta do sistema linear resultante. Obtém-se para as partes real e imaginária, um conjunto de equações normais, passíveis de solução pelo Método dos Mínimos Quadrados. Esta formulação harmônica das forças de maré é oficialmente adotada pelo ICET e utilizada neste trabalho.

5) Eliminação dos saltos e correção dos dados por filtragem: realizada em conformidade com procedimentos padrão do ICET, o objetivo desta etapa é efetuar a correção de erros detectados por filtros específicos para as bandas D, SD e TD, separando os sinais com frequência estranha às bandas de maré, os quais fornecem um

arquivo de resíduos. Os saltos devido à correções de deriva e calibração são compensados nesta etapa, e os dados faltantes (sempre acontece!) são interpolados pelo método de Nakai. Neste particular, esta rotina é de extrema importância na pré-análise dos dados (de Freitas, 1993)^[30].

6) Testes dos dados: de acordo com a metodologia de análise do ICET, esta etapa é opcional. Entretanto, com a aplicação do método de Nakai, é possível visualizar a sensibilidade aparente pela comparação com a curva de maré teórica, as discrepâncias de fase e os resíduos das ordenadas horárias. A partir destas informações são estabelecidos critérios para a rejeição de seqüências perturbadas de dados.

7) Aplicação dos filtros de Venedikov: filtros pares e ímpares para as bandas D, SD e TD são aplicados aos dados, nesta fase de análise. Sobre a seqüência de dados horários, eliminam-se as componentes com freqüência maior que TD e menores que D, adotando-se as saídas dos filtros sobre blocos de 48 h de extensão para as referidas bandas. A análise da banda TD é de extrema importância na detecção de efeitos anômalos e, principalmente na verificação da calibração instrumental (De Freitas, 1993)^[30].

8) Cálculo dos resíduos nos registros: para tal utilizam-se os mesmos dados da fase anterior. É feita a extração do conteúdo espectral dos resíduos em relação à curva teórica de maré.

9) Análise das marés sobre os filtros de Venedikov: fase em que as análises são realmente realizadas para a determinação dos parâmetros de maré gravimétrica; utiliza-se o MMQ sobre os filtros de Venedikov para as bandas D, SD e TD. São obtidas as taxas de amplitude (fator gravimétrico) e as fases dos principais elementos constituintes do espectro de maré. Esses parâmetros são determinados em relação aos valores previstos para um desenvolvimento teórico do potencial de maré. O modelo adotado é o desenvolvimento de Cartwright-Tayler-Eden (Cartwright & Edden, 1973^[17]; Cartwright & Tayler, 1971^[18]). São também obtidas as amplitudes e fases relacionadas com a época central da análise, assim como as amplitudes médias para todo o intervalo com seus respectivos resíduos em amplitude e fase. Esta determinação está relacionada com um modelo realista de Terra, cujos modelos adotados pelo ICET são o de Molodensky e Wahr-Dehant.

Os dados oriundos das observações gravimétricas nas estações de Imbituba, Blumenau e Curitiba, referentes ao experimento multiparamétrico desenvolvido neste tra-

balho, foram tratados e processados no Laboratório de Marés Terrestres da UFPR em conformidade com os procedimentos adotados pelo ICET.

Assim, conforme já visto no capítulo 2, a diferença entre as marés gravimétrica observada (\vec{A}) e teórica (\vec{R}), resulta no resíduo bruto de maré (\vec{B}).

Em conformidade com o objetivo central deste trabalho, serão apresentados neste capítulo apenas os resultados apurados para a estação Imbituba. Os resultados das demais estações do perfil estudado são apresentados no Apêndice C.

Os gráficos das Figuras (5.1), (5.2), (5.3) e (5.4) a seguir, mostram parte da série temporal de maré gravimétrica obtida na estação de observações gravimétricas do Datum Vertical do SGB.

Figura 5.1: Imbituba: maré gravimétrica teórica - \vec{R} (com fatores locais).

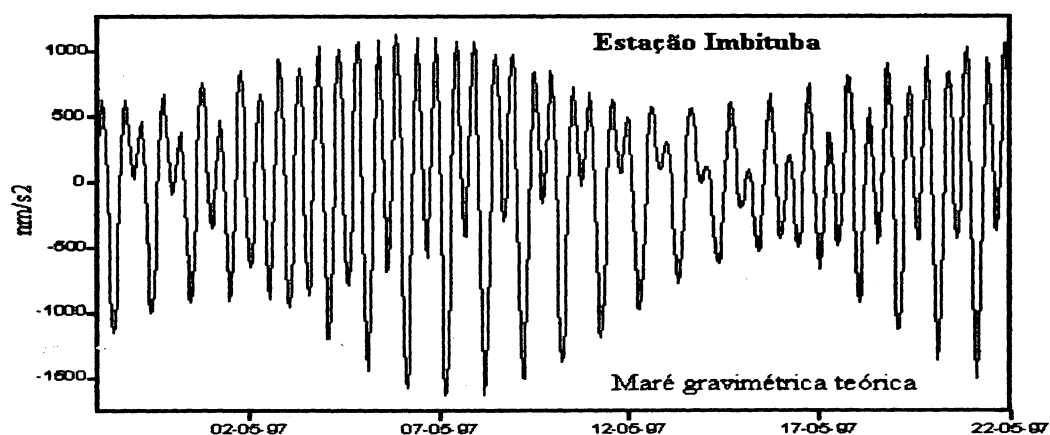


Figura 5.2: Imbituba: maré gravimétrica sintética.

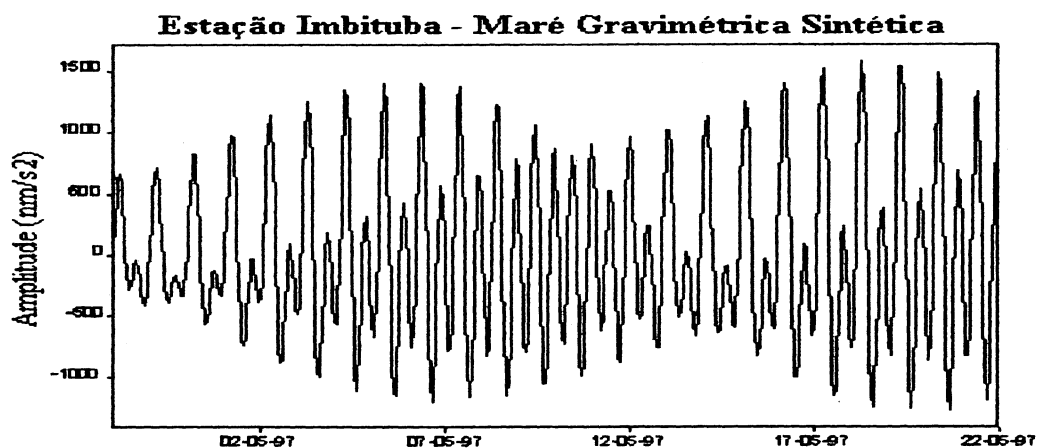


Figura 5.3: Imbituba: maré gravimétrica observada - \vec{A} .

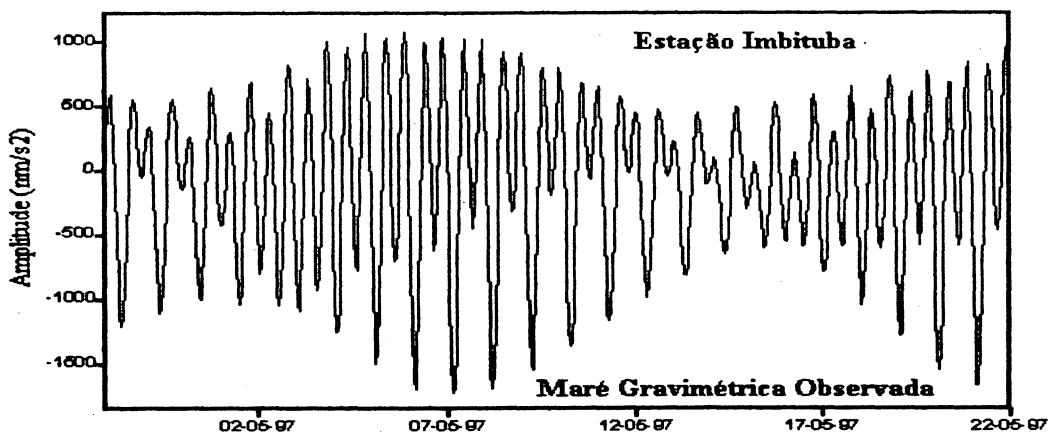
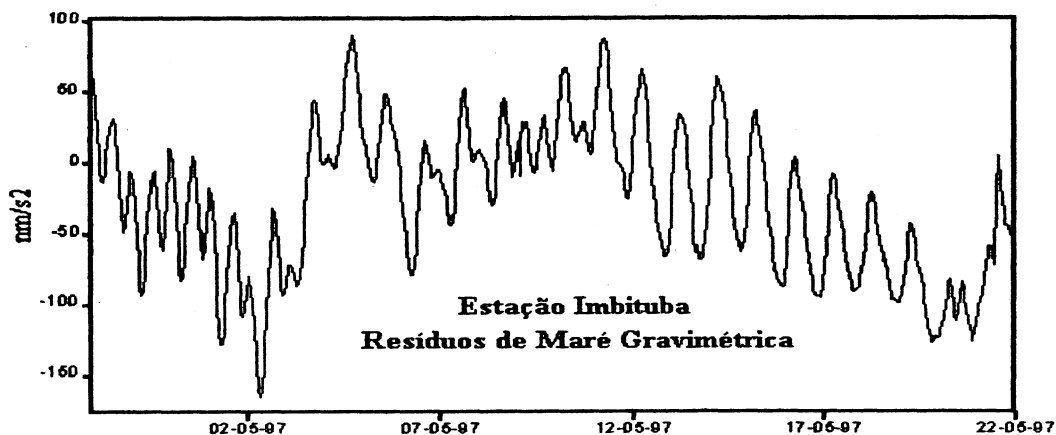


Figura 5.4: Imbituba: resíduos de maré gravimétrica - \vec{B} .

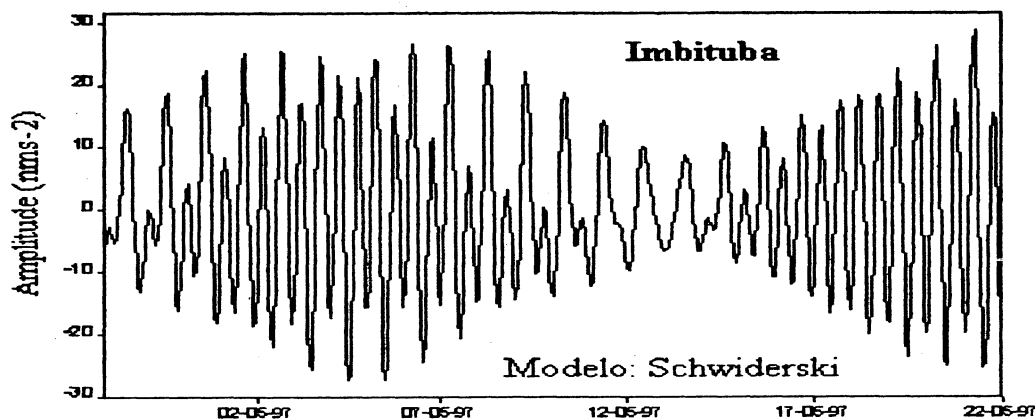


Mesmo que as observações gravimétricas tenham sido coletadas por um período superior a 6 meses, o período amostral para estudo de correlação com os demais parâmetros (maré oceânica, pressão atmosférica, temperatura e medidas GPS) foi de 24 dias, período este condicionado pela disponibilidade de informações GPS na estação.

10) **Análise do efeito oceânico:** até aqui, todas as etapas anteriores dizem respeito à análise geral das marés terrestres. Para verificar a influência do efeito indireto dos oceanos sobre os registros das marés gravimétricas, devem ser levados em consideração os efeitos produzidos sobre os fatores gravimétricos e as fases. Assim, são calculados os efeitos da maré oceânica para as principais ondas de maré, utilizando as cartas de Schwiderski e funções de Green, tabeladas em função das distâncias angulares e

do modelo estrutural adotado. Neste trabalho, além do modelo Schwiderski (1980)^[106] foram utilizados outros quatro modelos mais recentes, a saber: CSR3.0, FES952, ORI e ORI96 (Andersen, 1995a/b)^{[4][5]}. Para o cálculo do efeito indireto atuante em cada uma das estações do perfil, inicialmente foram calculadas as amplitudes e fases do carregamento oceânico (*ocean load*) para cada um dos modelos e para todas as ondas (M2, S2, K2, N2, K1, O1, P1, Q1). Para tal, as coordenadas das estações bem como a altitude e distância destas ao oceano são requeridas pelo programa Loading89F. O programa é descrito em (Wenzel, 1997)^[122] e calcula o efeito indireto dos oceanos para cada um dos modelos acima através da convolução das funções de Green utilizando o modelo de Terra: PREM. Na sequência é determinada a amplitude dos efeitos para cada componente em função da melhor análise de maré gravimétrica para cada estação. Finalmente são calculados os fatores de amplitude para cada onda integrante dos modelos de carregamento oceânico. Nas Figuras (5.5), (5.6), (5.7), (5.8) e (5.9) estão representados graficamente, o efeito indireto dos oceanos, calculados para os cinco modelos, para a estação Imituba.

Figura 5.5: Imituba: Efeito Indireto - \vec{L} . Modelo: Schwiderski 1980



Corrigindo o resíduo bruto de maré (\vec{B}) do efeito indireto dos oceanos (\vec{L}), para cada um dos modelos disponíveis, fica determinado o resíduo de maré gravimétrica (\vec{X}) para a estação. Estes resíduos, representam a resposta anômala da Terra na região do Datum vertical, aos efeitos da maré gravimétrica.

As Figuras (5.10), (5.11), (5.12), (5.13) e (5.14) representam graficamente os resíduos encontrados.

Figura 5.6: Imbituba: Efeito Indireto - \bar{L} . Modelo: CSR3.0

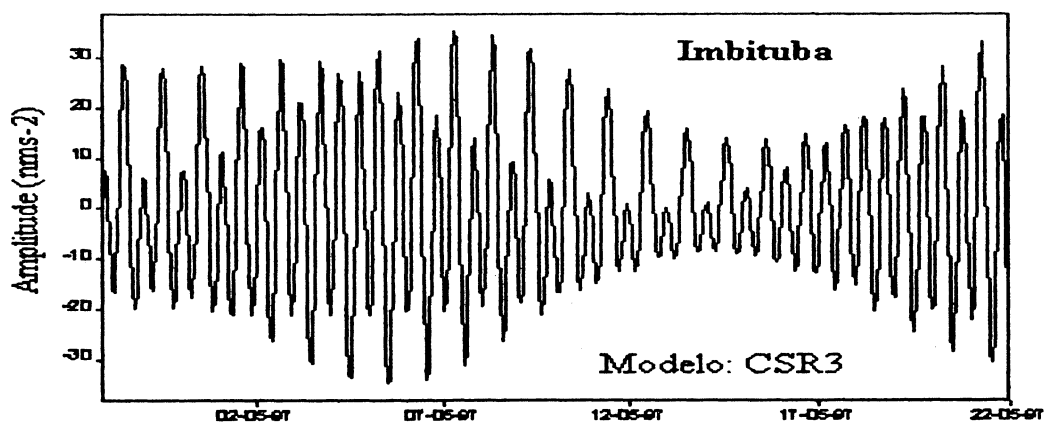
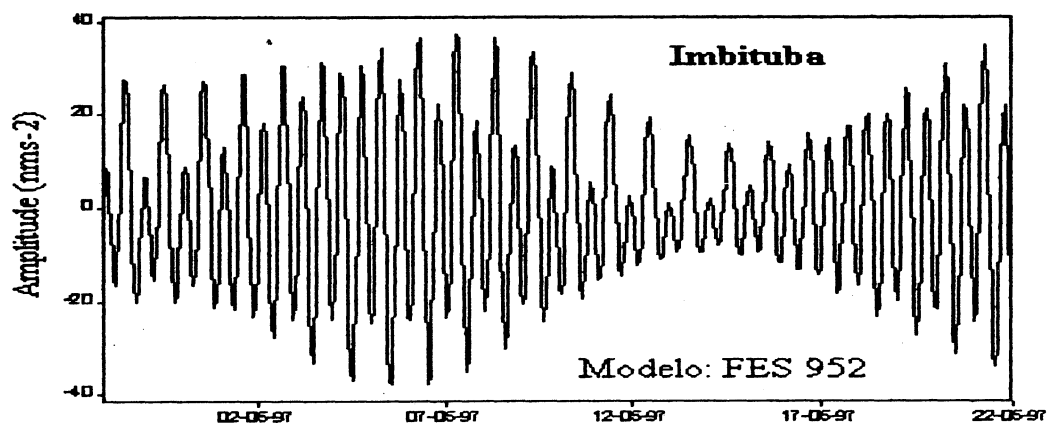


Figura 5.7: Imbituba: Efeito Indireto - \bar{L} . Modelo: FES952



A análise das (5.10) a (5.14), em confronto com a (5.4), evidencia claramente uma forte correlação entre os resíduos de maré gravimétrica e o efeito oceânico indireto no local, qualquer que seja o modelo utilizado. Isto mostra indícios que os modelos oceânicos disponíveis não sejam adequados para a correção do efeito indireto em regiões costeiras.

5.2 Observações GPS

Desde 1988, quando do encontro internacional de Oceanógrafos e Geodestas em Massachusetts, a utilização da técnica fiducial¹ GPS vem sendo recomendada para a

¹Técnica fiducial vincula as observações GPS a estações fiduciais integrantes do sistema IGS.

Figura 5.8: Imbituba: Efeito Indireto - \bar{L} . Modelo: ORI

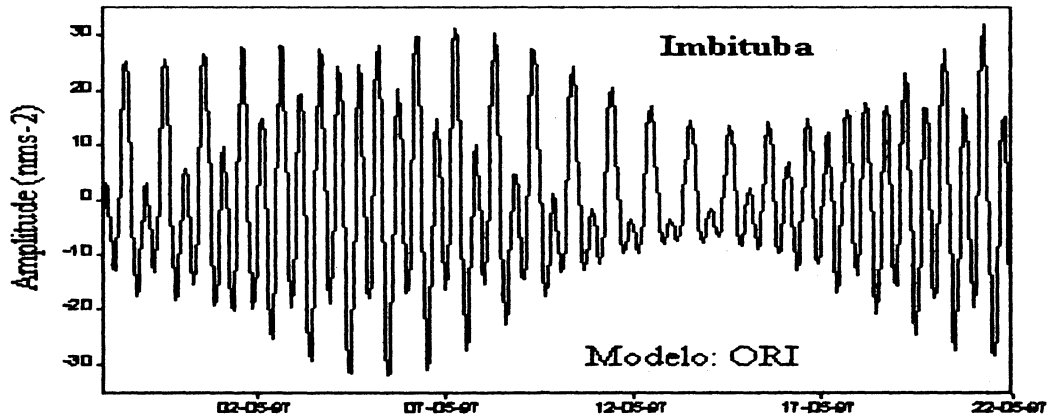
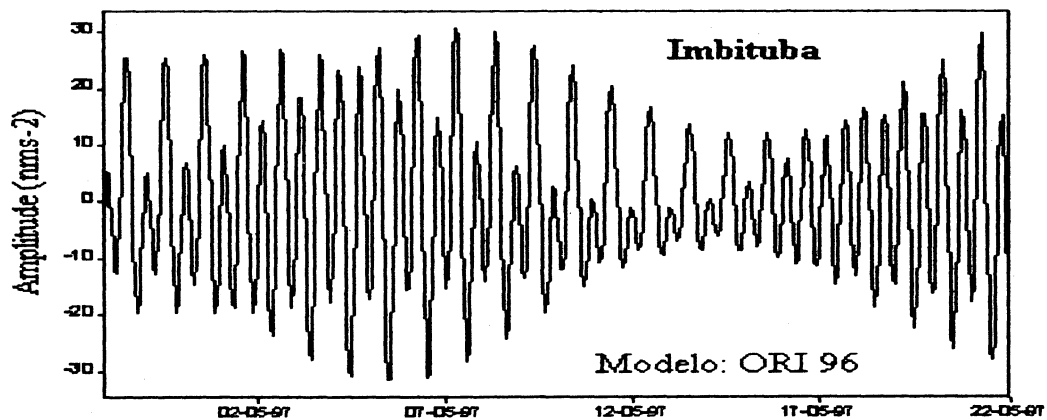


Figura 5.9: Imbituba: Efeito Indireto - \bar{L} . Modelo: ORI96



realização de estudos relacionados com efeitos geodinâmicos (Ashkenazi et. al., 1994^[7]; Beutler, 1992^[13]). O monitoramento das variações do NMM, dos deslocamentos verticais dos marcos (*benchmark*), a unificação de redes de nivelamento através da determinação da posição geocêntrica dos marégrafos (*tide gauge*), são exemplos de estudos que vem sendo desenvolvidos mundialmente.

Em nosso estudo, a utilização da técnica fiducial GPS objetivou a determinação da posição geocêntrica do marégrafo de Imbituba e verificar o seu comportamento vertical em relação a um sistema de referência geocêntrico global (*ITRF*). O estado atual da arte GPS permite determinar as altitude geométricas, referidas a um sistema geocêntrico global, com acurácias melhor que 15 mm. Para tal, as fases das portadoras

Figura 5.10: Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \bar{X} . Modelo: Schwiderski, 1980.

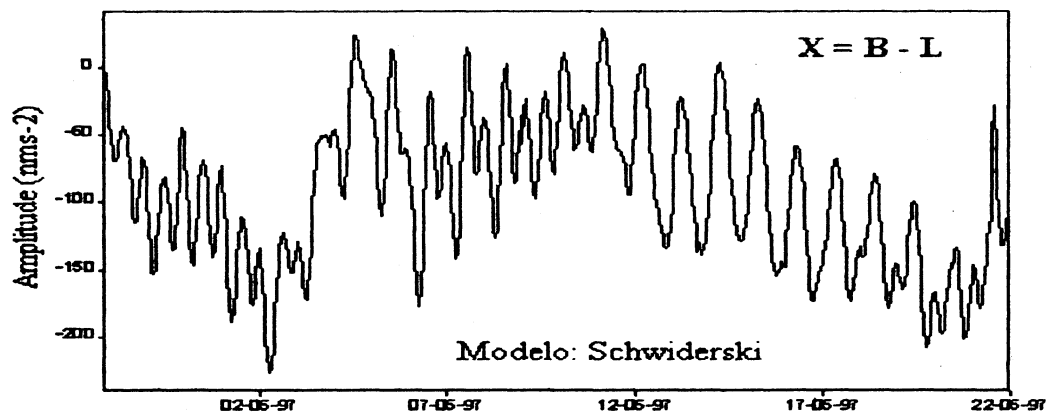
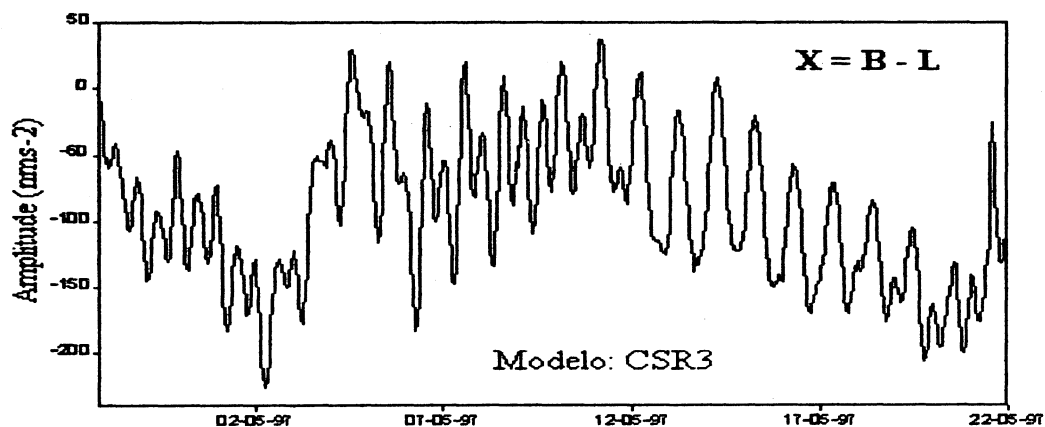


Figura 5.11: Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \bar{X} . Modelo: CSR3.0.



devem ser medidas simultaneamente em estações fiduciais (IGS), onde as coordenadas são rigorosamente conhecidas, e em novas estações de estudo.

A técnica é baseada no ajustamento em rede onde o conjunto das observações de fase das portadoras de todas as estações são processadas. São utilizadas as órbitas precisas fornecidas pelo IGS (e disponíveis na Internet), e as estações fiduciais são fixadas. A rede de estações e órbitas de satélites resultante é então posicionada e orientada ao sistema de referência definido pelas estações fiduciais, e a acurácia destas é então transferida para as novas estações GPS.

Figura 5.12: Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \bar{X} . Modelo: FES 952.

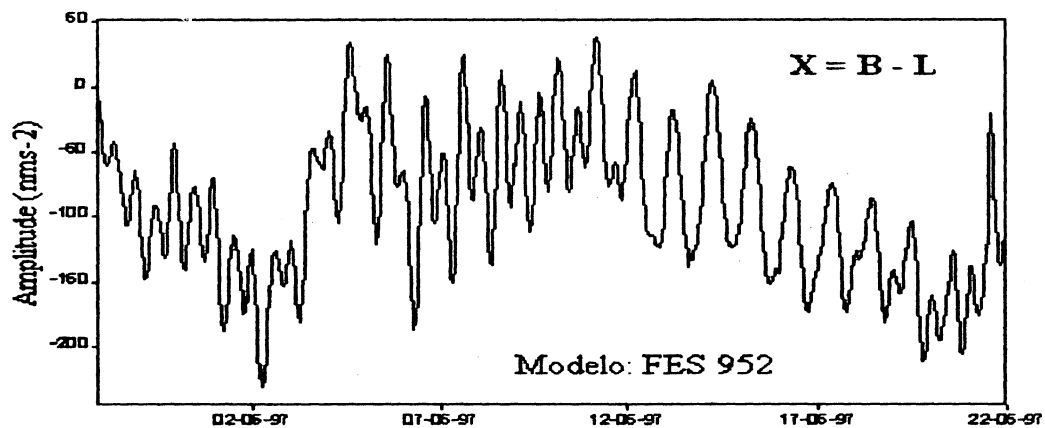
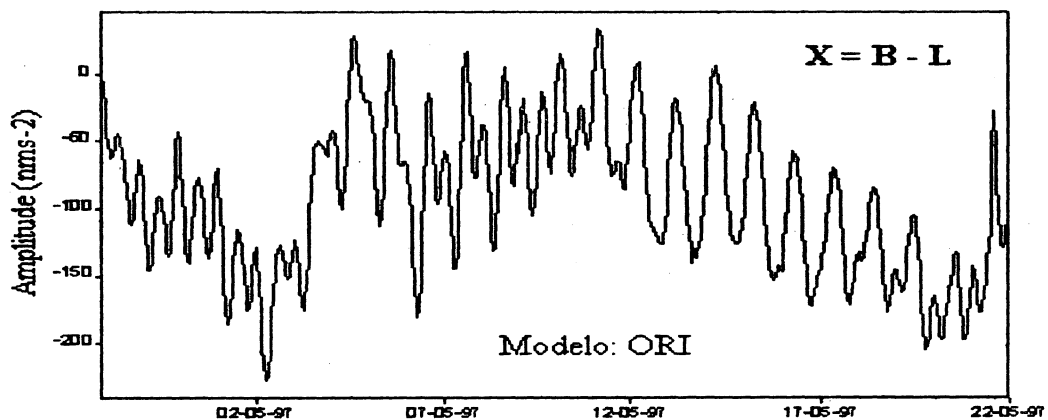


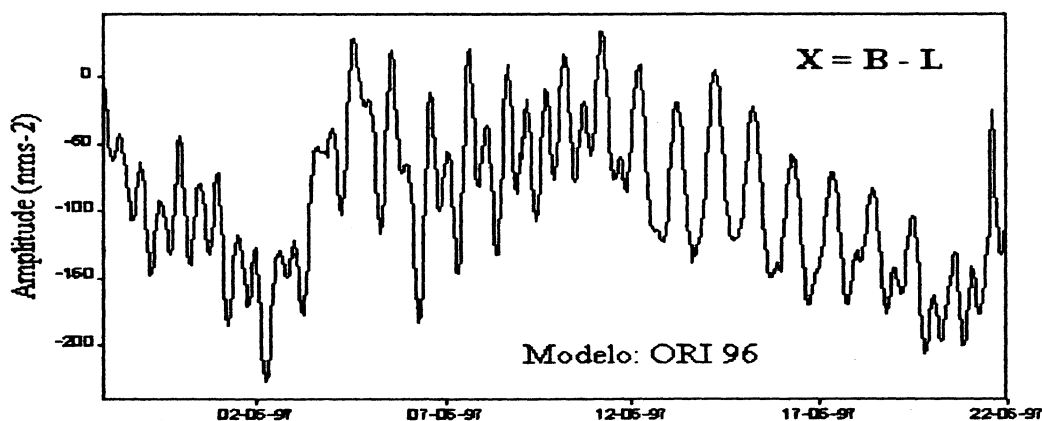
Figura 5.13: Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \bar{X} . Modelo: ORI.



5.2.1 Serviço do IGS

A partir de 1992 entrou em operação o Serviço do IGS para fins geodinâmicos. A partir da implantação do IGS tornou-se possível o processamento de redes GPS globais. A rede global GPS/IGS consiste de um conjunto de aproximadamente 70^[94] receptores permanentes. Os dados de rastreamento são utilizados para o cálculo das efemérides precisas, e as coordenadas destas estações fiduciais são determinadas pela combinação de soluções globais envolvendo VLBI, SLR e GPS. As informações são publicadas no sistema geocêntrico global ITRF (Ashkenazi et. al., 1994)^[7], (Ashkenazi et. al., 1994)^[8] e (Goldan et. al., 1994)^[55].

Figura 5.14: Imbituba: resíduo final de maré gravimétrica - \bar{X} . Modelo: ORI 96.



5.2.2 Campanha GPS e Estratégia de Processamento

A campanha GPS desenvolvida neste projeto, envolveu o rastreamento das fases da portadora em três estações, localizadas ao sul do Brasil: em Curitiba, estação PARA, pertencente a RBMC; em Blumenau, estação BLU0, implantada para estudos; e, finalmente, em Imbituba, estação IMB0, implantada próxima ao marégrafo. A duração da campanha foi de 45 dias, com a coleta simultânea e contínua (24 horas) nas três estações.

Foram utilizados receptores geodésicos, próprios para trabalhos envolvendo estudos geodinâmicos. Estes equipamentos reconhecem o sinal da fase de ambas as portadoras (L_1 e L_2) e também o Código P(Y). Um resumo da campanha GPS e da estratégia de processamento é mostrado na Tabela (5.2.2).

Todas as observações coletadas nas estações do perfil foram tratadas e processadas com o software Bernese V4.0 (Rothacher & Mervart, 1996)^[100], da Universidade de Bern, que oferece a possibilidade de solução de todas as ambigüidades nas duas frequências. Mas, para o presente trabalho, a principal alternativa de processamento disponível foi aquela que possibilitou a determinação de abcissas horárias, a partir do processamento de blocos de observações de 24 horas. Assim, fixando-se a solução diária, é possível obter soluções horárias para a estação e desta forma estudar a variação horária (variação temporal) das coordenadas de interesse. Uma outra alternativa de interesse disponível no pacote do Bernese V4.0, é a possibilidade de obtenção de solução única para toda a campanha, a partir das soluções de cada sessão diária, utilizando-se

Tabela 5.2: Campanha e Sumário do Processamento GPS

Definição do Referencial	
Estações GPS fiduciais:	IGS: Brasília (BRAZ) e Santiago (SANT)
Satélites:	Órbitas precisas do IGS
Coordenadas fonte:	ITRF-94
Época de referência:	1995.4
Constantes Utilizadas	
Velocidade da Luz:	299 792 458 <i>m/s</i>
GM:	$3,986\ 005\ 000 \times 10^{14} \text{ m}^3/\text{s}^2$
a_e :	6 378 137 <i>m</i>
Modelos Aplicados	
Ionosfera:	Combinação linear entre L_1 e L_2
Troposfera:	Saastamoinen
Centro de fase da antena:	Dependente do ângulo de elevação
Maré terrestre:	IERS Standards 1992
Maré oceânica:	Não aplicado
Parâmetros Ajustados	
Estações:	Posição (X,Y,Z) exceto para estações fiduciais
Troposfera:	1 parâmetro troposférico para cada estação
Ambigüidades:	ajustadas como números reais e fixadas como inteiros para a determinação das abcissas horárias
Campanha	
Estações:	IMB0, BLU0 e PARA
Período:	09/04/97 a 21/05/97
Rastreo:	Contínuo (24 horas)
Receptor:	Estação IMB0: <i>Ashtech Z12</i> Estação BLU0: <i>Ashtech Z12</i> Estação PARA: <i>4000 SSI Trimble</i>

o programa denominado ADDNEQ.

Para o processamento das observações GPS, utilizando o software acima, segue-se uma rotina padrão composta de várias etapas, dependentes entre si, cuja síntese é apresentada na seqüência.

As etapas de processamento são englobadas em quatro partes: preparação dos dados, elaboração das órbitas tabulares e padrão, processamento preliminar e processamento final. A interação do usuário com o software é feita através de telas (menu) para cada etapa do processamento (Rothacher & Mervart, 1996)^[100].

- **Definição da campanha, criação dos diretórios de trabalho e definição das sessões:** uma vez definida a campanha (Menu 1.1), o software cria automaticamente os diretórios de trabalho para o processamento das observações (Menu 1.2). Assim, no diretório RAW são armazenados os arquivos RINEX ou arquivos de dados brutos; no diretório ORB são armazenados os arquivos de efemérides precisas ou transmitidas; no diretório OBS estão os arquivos no formato Bernese e os arquivos das simples diferença de fase; no diretório OUT estão os arquivos de saída do programa; no diretório STA são armazenados os arquivos de coordenadas. As sessões são definidas de acordo com a quantidade de dados a serem processados; no presente trabalho, foram definidas sessões diárias.
- **Criação dos arquivos de coordenadas iniciais:** são criados a partir das efemérides transmitidas. Adotou-se no presente trabalho, a criação de um arquivo de coordenadas iniciais para cada sessão diária a ser processada.
- **Transformação dos arquivos Ashtech ou Trimble para o formato RINEX:** etapa necessária pois o programa exige que os dados estejam no formato RINEX. Nesta etapa é importante verificar se houve problemas durante o rastreamento, como o desligamento do receptor por algumas horas; neste caso são geradas duas ou mais sessões (neste caso, sessões com várias horas de dados) para o mesmo dia. Os arquivos, sempre que possível, deverão ser concatenados em uma única sessão diária.
- **Geração dos arquivos de observações de código e fase:** esta etapa é executada pelo programa RXOBV3 (Menu 2.7.1), a partir dos arquivos RINEX.

- **Criação das órbitas tabulares e padrão:** as órbitas tabulares são criadas pelo programa PRETAB (Menu 3.2) a partir das efemérides precisas fornecidas pelo IGS. As órbitas tabulares são utilizadas pelo programa ORBGEN (Menu 3.3) para a geração das órbitas padrão. Utilizando-se o Menu 5.9, verifica-se o RMS da órbita gerada; no caso de utilização de efemérides precisas, o RMS não deverá ser superior a $0,05\ m$.
- **Processamento preliminar:** a) inicialmente é calculada a correção do relógio do receptor em relação ao tempo GPS; b) utilizando o método das *equações de zero diferenças de código* são determinadas as coordenadas da estação a partir das observações do código, através do programa CODSP (Menu 4.2). Estas coordenadas apresentam precisão melhor que aquelas obtidas no arquivo RINEX. Através do Menu 5.9 verifica-se o RMS das coordenadas, que deverá estar em torno de $1\ m$. Outro item a ser verificado é o “RMS OF UNIT WEIGHT”, cujo valor deverá estar compreendido entre 20 e $30\ m$ com a SA ativada; c) o programa IONEST (Menu 4.7) calcula um modelo de ionosfera para a estação. Esta etapa só é necessária em campanhas com linhas de base menores que $20\ km$. Para linhas de base superiores a $20\ km$ o Bernese utiliza a estratégia da combinação linear de L_1 e L_2 , não necessitando o cálculo dessa etapa; d) o programa SNGDIF (Menu 4.3) gera as linhas de base a serem processadas e os arquivos de *simples diferença de fase*. Antes de executar este programa deve-se selecionar o arquivo de coordenadas gerado pelo processamento do código e adotar uma estação como referência. As coordenadas desta estação devem ser as melhores disponíveis e adotar o elipsóide GRS-80; e) a última fase do processamento preliminar é feita pelo programa MAUPRP (Menu 4.4.2); nesta fase é executado o pré-processamento das medidas de simples diferença de fase. Em resumo, o programa verifica todas as medidas de fase em busca de perdas de ciclo; se for encontrada, o programa tenta corrigir; caso não consiga, as observações ruins são eliminadas ou um novo parâmetro de ambiguidade é introduzido. O programa mostra a formação dos arquivos de observação de simples diferença e analisa se todas as combinações lineares das fases foram aproveitadas. Adotando a solução da *tripla diferença de fase* o programa calcula as coordenadas das estações. Esta solução é uma boa aproximação da solução final.

- **Processamento final:** nesta etapa é feito o ajustamento pelo MMQ para a determinação das coordenadas através do cálculo das *duplas diferença de fase*. Este cálculo é realizado pelo programa GPSEST (Menu 4.5) e deve ser executado pelo menos três vezes, de acordo com a seqüência de operações a seguir. As estratégias adotadas para a execução do programa são: a) executar no modo sessão (CORRECT) e adotar a estratégia *Ambiguity Free* em L_3 (para linhas de base longas) ou L_1 (para linhas de base curtas). A qualidade dos dados é verificada e é gerado um arquivo de resíduos para posterior análise e eliminação das observações com resíduos altos; b) nesta fase as ambigüidades são resolvidas; executar no modo linha de base (BASELINE) para otimizar a resolução das ambigüidades; adotar a técnica L_5 com o algoritmo SIGMA; todas as coordenadas obtidas no passo anterior são fixadas e os parâmetros troposféricos para cada estação não são estimados nesta fase. c) nesta fase as ambigüidades resolvidas são introduzidas como quantidades conhecidas; adotar o modo sessão (CORRECT) em L_3 para a criação das equações normais. Estas devem ser criadas pois as observações nas estações são repetidas em várias sessões. Como solução final para cada sessão, deverá ser criada a matriz covariância das coordenadas e o arquivo de coordenadas finais. d) a solução final é conseguida pela combinação das equações normais através da execução do programa ADDNEQ. Finalmente, a análise dos resultados pode ser implementada pela execução do programa GHOST, utilizando os dados da matriz covariância das coordenadas.

Convém salientar que o Bernese permite utilizar diferentes estratégias, de acordo com o objetivo da campanha. A estratégia utilizada neste trabalho, não significa procedimento padrão, e sim, a mais indicada para o estudo em questão.

Visando atender os objetivos do presente trabalho, os dados do rastreamento GPS nas três estações do perfil estudado foram processados em três fases distintas. Na primeira fase, o processamento foi executado considerando a estação GPS/RBMC/PARA de Curitiba, como estação base. Nesta fase inicial, era de interesse estudar o efeito costeiro sobre o Datum Vertical e no posicionamento vertical próximo ao oceano e também verificar as implicações das marés terrestre e oceânica sobre bases usuais no posicionamento vertical relativo de alta precisão, determinadas com a tecnologia GPS.

As Tabelas (5.3) e (5.4) mostram a posição das estações no sistema ITRF-94 e as

linhas de base determinadas no processamento.

Tabela 5.3: Posição das estações do perfil estudado.

Estações	Latitude	Longitude	Altitude GPS (m)	d→Mar
Curitiba	25 ^o 26' 54,1291" S	49 ^o 13' 51,4368" W	925,7591	≈ 80 km
Blumenau	26 ^o 53' 30,0421" S	49 ^o 05' 00,8292" W	26,7669	≈ 50 km
Imbituba	28 ^o 14' 11,8106" S	48 ^o 39' 21,8818" W	11,7642	≈ 0,4 km

Tabela 5.4: Linhas de base (km)

Curitiba → Blumenau	160,592
Curitiba → Imbituba	314,170
Blumenau → Imbituba	154,895

Do processamento foram extraídas as abcissas horárias correspondentes aos valores das altitudes calculados para cada hora cheia, para todos os dias da campanha. Da comparação destes valores com o valor otimizado (melhor solução para a estação fornecida pelo programa ADDNEQ) resultaram as variações horárias das altitudes. Este cálculo foi efetuado para as estações Imbituba e Blumenau e os resultados encontrados para a estação Imbituba estão sintetizados no gráficos da Figura (5.15). Os resultados para a estação Blumenau são apresentados no Apêndice C.

Uma análise inicial da Figura (5.15) permite observar a existência de patamares que caracterizam vazios ou ausência de dados no período. Observam-se também, picos anormais que indicam a presença de ruídos no sinal GPS. Tais situações se apresentam para todos os processamentos realizados e para todas as estações estudadas.

Nas segunda e terceira fases do processamento, o interesse nas investigações era o mesmo porém, agora com controle externo. Para tal foram consideradas como base nos processamentos, as estações IGS/BRAZ e IGS/SANT. Da mesma forma, foram calculadas as variações horárias das altitudes, agora das três estações do perfil. Os resultados encontrados estão sintetizados nos gráficos das Figuras (5.16) e (5.17).

Figura 5.15: Imbituba: variações horárias da altitude (RPCMT).

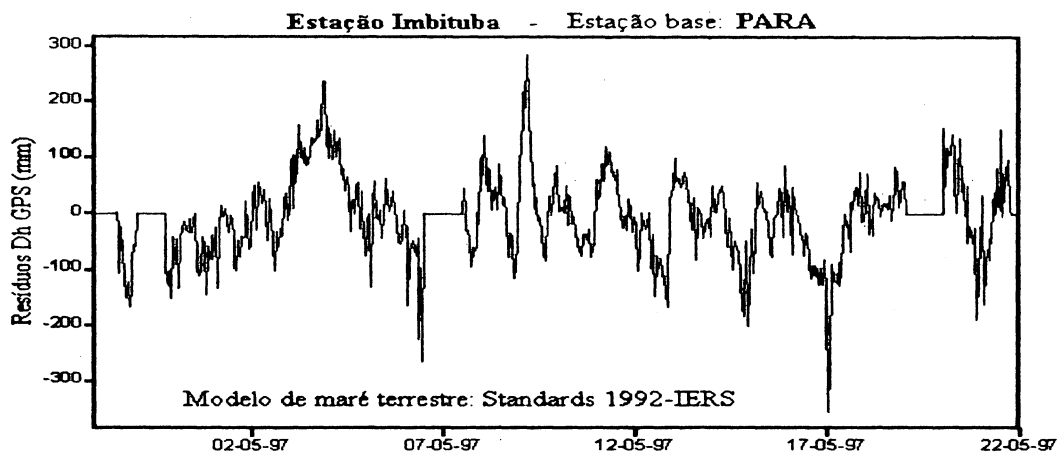
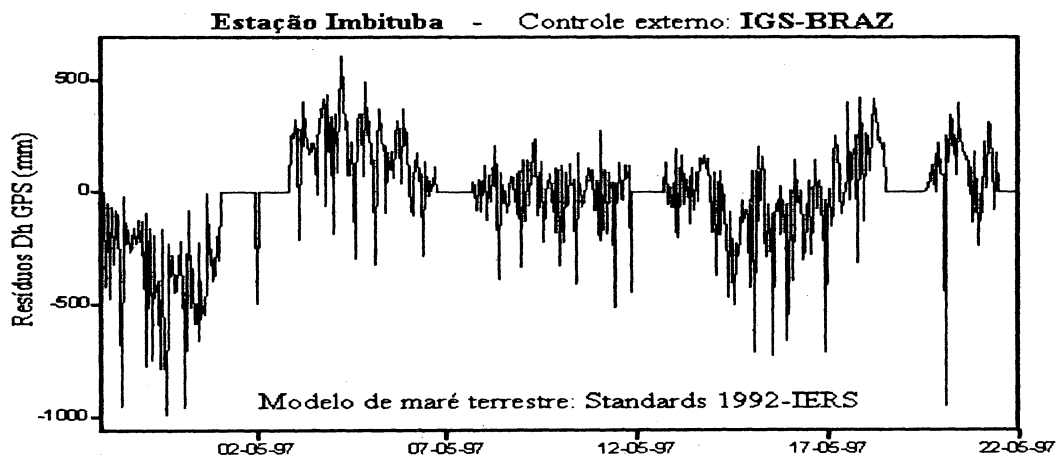


Figura 5.16: Imbituba: variações horárias da altitude (RBCMT).



Um outro aspecto relacionado ao posicionamento relativo com a tecnologia GPS e de interesse no presente trabalho, é investigar a adequabilidade da resposta do modelo de correção do efeito das marés terrestres, inserido nos programas de processamento GPS. Conforme visto anteriormente, o software utilizado no processamento dos dados GPS, tem inserido em sua modelagem matemática, o modelo de correção de maré terrestre adotado pelo IERS denominado *Standards 1992-IERS* (McCarthy, 1996)^[81]. Desta forma, todas as três fases do processamento GPS foram repetidas com a exclusão da rotina de correção do efeito de maré terrestre.

Os resultados encontrados, tomando como base a estação GPS/RBMC/PARA é mostrado no gráfico da Figura (5.18).

Da mesma forma, os resultados encontrados tomando como base as estações

Figura 5.17: Imbituba: variações horárias da altitude (RSCMT).

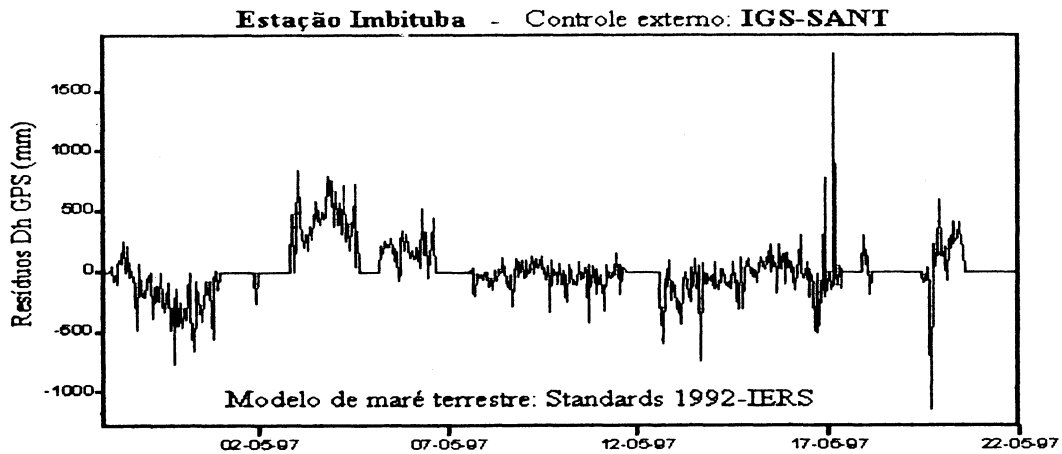
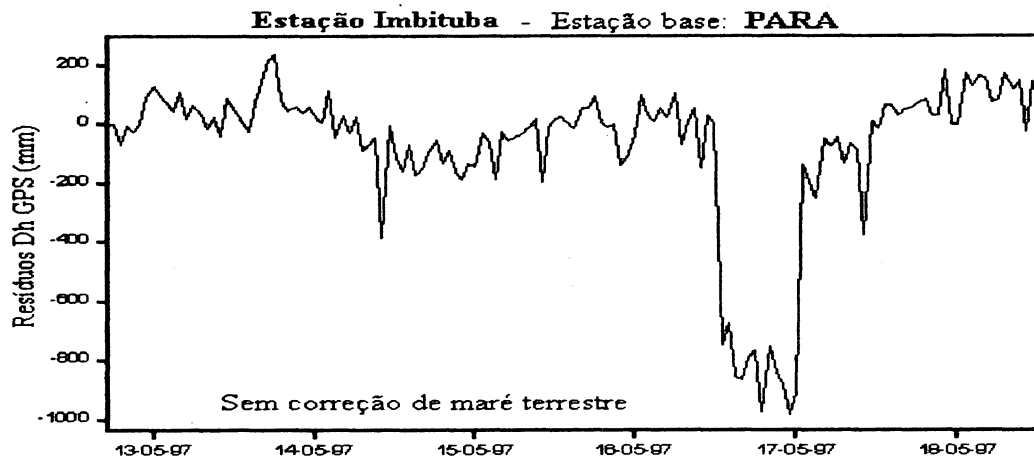


Figura 5.18: Imbituba: variações horárias da altitude (RPSMT).



IGS/BRAZ e IGS/SANT, são mostrados nos gráficos das Figuras (5.19) e (5.20).

5.3 Observações Maregráficas.

No Datum, conforme mencionado anteriormente, foram realizadas observações maregráficas no intuito de verificar o comportamento da maré oceânica durante o período. Os dados foram coletados a partir de um marégrafo digital de pressão, instalado no cais do porto de Imbituba. Os registros do nível do mar obtidos foram tratados e processados pelo CEM/UFPR. O processamento e análise dos dados maregráficos de Imbituba seguiram o método da análise harmônica desenvolvido por Franco & Rock (1972/1974)^{[95][45]}.

Figura 5.19: Imbituba: variações horárias da altitude (RBSMT).

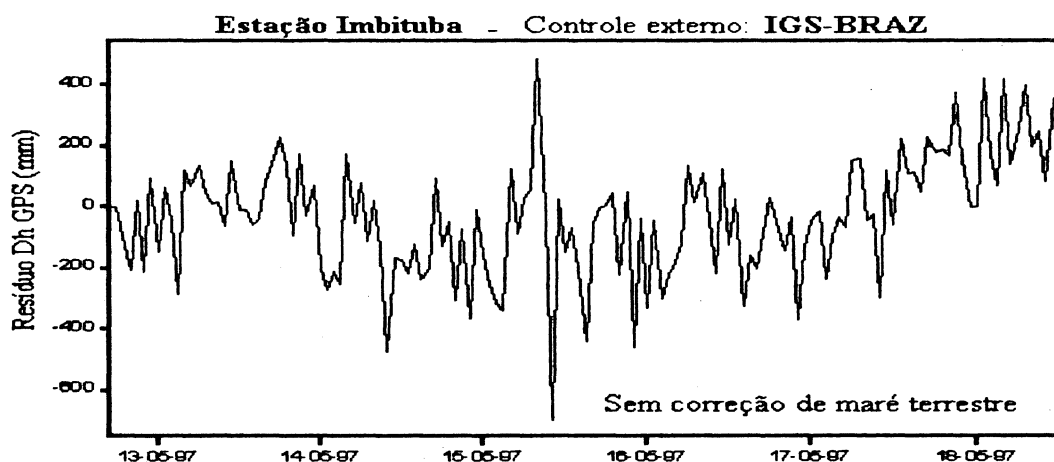
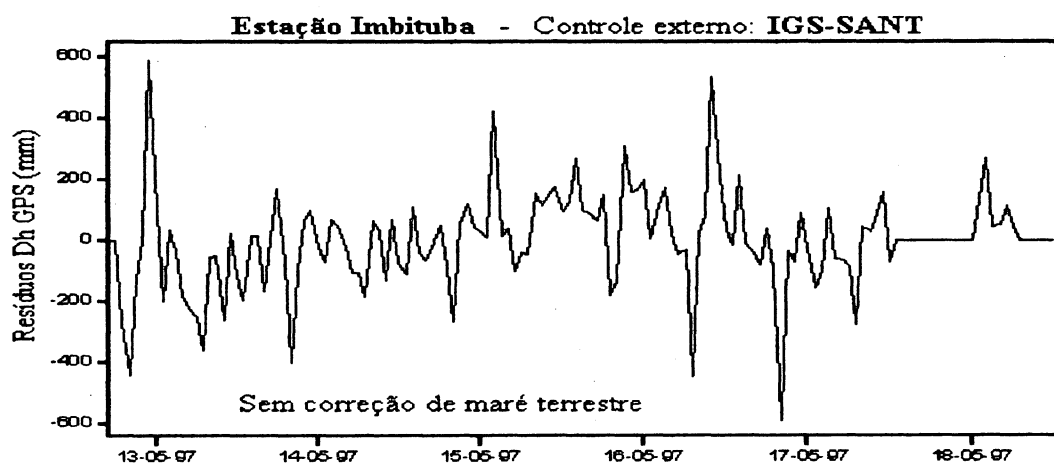


Figura 5.20: Imbituba: variações horárias da altitude (RSSMT).



Salienta-se que os dados do nível do mar foram somente corrigidos do efeito do barômetro invertido (efeito Torricelli) não tendo sido aplicada nenhuma filtragem em especial. Isto porque era de interesse observar todas as componentes presentes no espectro de maré. Quanto ao efeito Torricelli sobre os registros do nível do mar, este deve ser corrigido face a relação linear entre a pressão atmosférica e o nível do mar, isto é, a cada variação de 1mmHg na pressão atmosférica corresponde uma variação inversa de 1cm no nível do mar.

As Figuras (5.21), (5.22) e (5.23) sintetizam os resultados encontrados.

Figura 5.21: Datum Imbituba: maré oceânica observada.

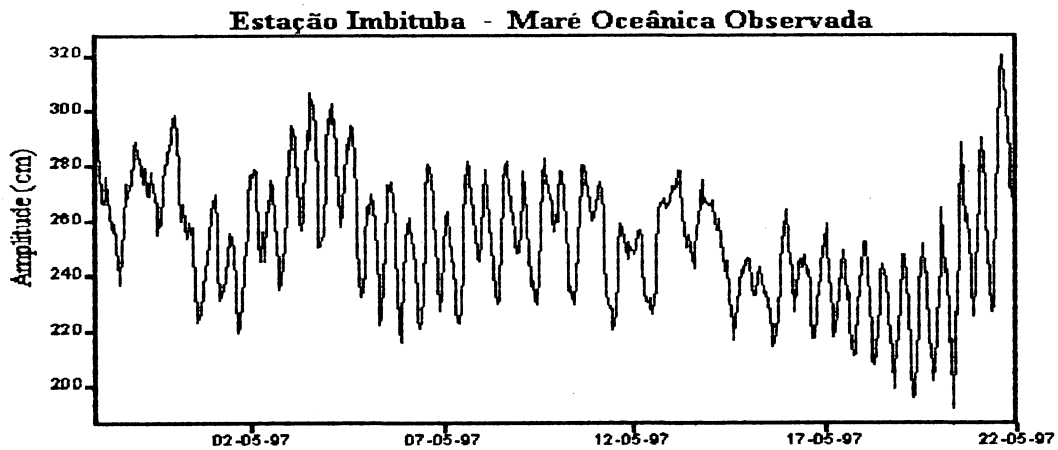
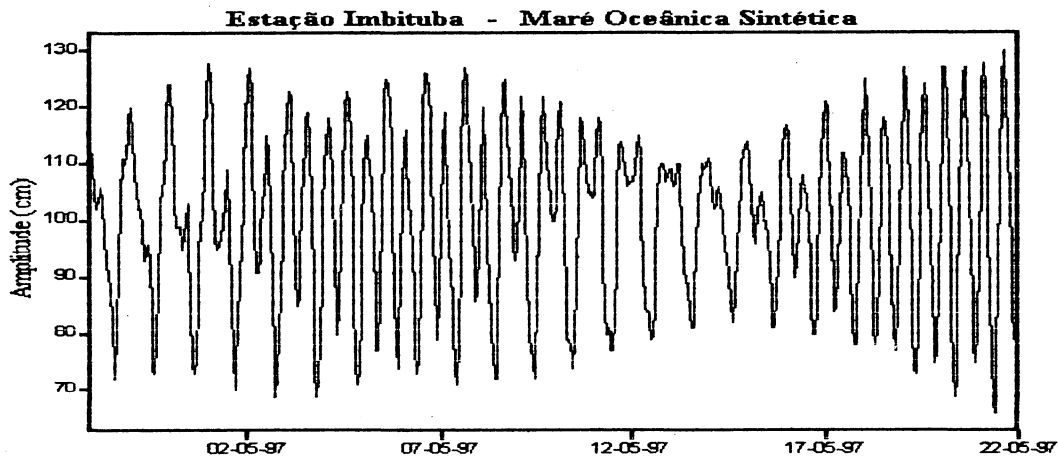


Figura 5.22: Datum Imbituba: maré oceânica sintética.



5.4 Parâmetros atmosféricos

O conhecimento do comportamento dos parâmetros atmosféricos atuantes nas estações de observação são importantes para a análise posterior da influência destes parâmetros nas observações gravimétricas, maregráficas e GPS.

Os dados coletados nas estações Imbituba e Blumenau são mostrados nos gráficos das Figuras (5.24) e (5.25), a seguir, e (C.23) no Apêndice C. Quanto as estações GPS/PARA e de marés terrestres em Curitiba, os parâmetros atmosféricos não foram coletados. No caso da necessidade destes dados para análises futuras das estações acima, é possível obtê-los junto ao CIMEPAR, órgão vinculado à COPEL (Companhia Paranaense de Eletricidade).

Figura 5.23: Datum Imbituba: resíduos de maré oceânica.

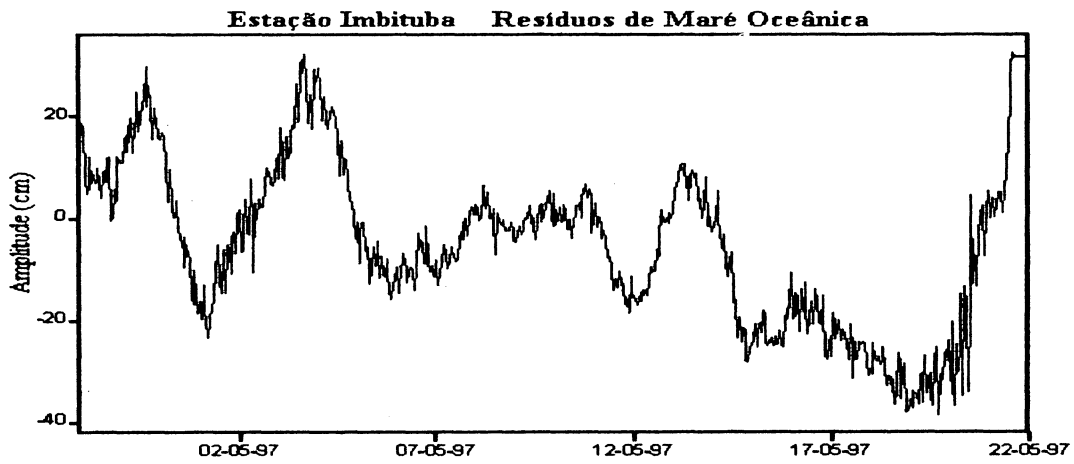


Figura 5.24: Datum Imbituba: variação da temperatura no período.

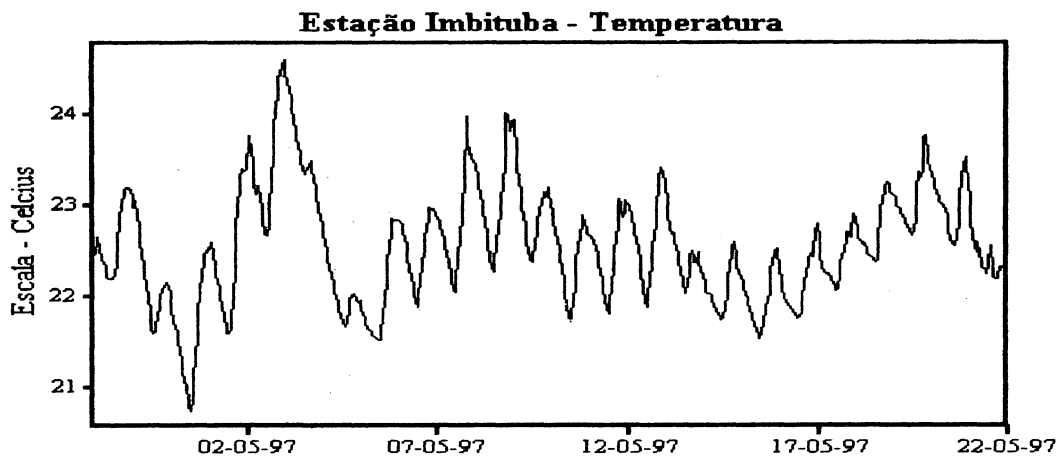


Figura 5.25: Datum Imbituba: variação da pressão atmosférica.



Capítulo 6

ANÁLISE DAS OBSERVAÇÕES

As análises conduzidas no presente trabalho, visam primordialmente, identificar efeitos dinâmicos na região do Datum Imituba.

O estágio inicial de análise, permitiu detectar efeitos relativos entre as três estações do perfil do experimento multiparamétrico. Este estágio de identificação serviu para o estabelecimento da metodologia de análise dos resultados encontrados.

Os resultados iniciais já se apresentam bastante reveladores, no que diz respeito à existência de efeitos diferenciais importantes na resposta geodinâmica, quando considerado somente as três estações, sem outra injunção externa.

As observações das marés gravimétricas, da pressão atmosférica e temperatura nas três estações do perfil, foram efetivadas por períodos contínuos superiores a 6 meses, visando principalmente a maior possibilidade de separação de ondas do espectro de maré e determinação de admitâncias com diferentes fontes de perturbação.

Os gravímetros que operaram nas três estações para a medição das marés gravimétricas, foram intercomparados antes e depois do experimento na estação fundamental de Curitiba. As suas funções de transferências, envolvendo calibração estática e dinâmica, foram efetivadas.

As análises das marés gravimétricas nas três estações, com a determinação dos efeitos das variações da temperatura e pressão atmosférica e também dos efeitos indiretos dos oceanos, puderam portanto ser efetuadas com segurança relativa a sua coerência.

O estágio final das análises foi desenvolvido utilizando-se da representação espectral disponível no software TSOFT e também do cálculo da correlação entre os principais parâmetros envolvidos.

O TSOFT é um software gráfico e interativo para a análise de dados de maré terrestre. Contém um conjunto de ferramentas de análise matemática que permitem gerar e analisar graficamente eventos como regressão linear, cálculo do FFT Espectro de frequências, filtros de alta, baixa e passa banda, determinação de funções de transferência,

correção de erros, calibração e cálculo de resíduos para o pré-processamento. Permite a visualização de todas as funções, transformadas, inter-relações, com recurso de geração de maré sintética, ajustamentos, interpolações, etc. Na geração do espectro de frequências são utilizadas as Funções Transformadas de Fourier (FFT), as quais apresentam a ordenada elevada ao quadrado e as abcissas em ciclos por dia (cpd). Desta forma, na análise do espectro de um determinado fenômeno, deve-se extrair a raiz quadrada do valor da ordenada para se ter a amplitude do fenômeno analisado.

Para a análise de correlação entre as diversas variáveis envolvidas no experimento multiparamétrico, utilizou-se do coeficiente de correlação de Pearson. Foi utilizada uma rotina que possibilita, além do cálculo do coeficiente de correlação, realizar o estudo estatístico desta correlação através do cálculo da probabilidade de não ocorrência do evento, ou seja, a probabilidade de que não haja correlação entre as variáveis estudadas. Os resultados desta análise são apresentados na seqüência.

6.1 Observações Gravimétricas

No contexto deste trabalho, são apresentados os resultados obtidos da análise das marés gravimétricas em Imbituba, junto ao Datum vertical brasileiro.

A Figura (5.3) apresenta parte da série temporal da maré gravimétrica observada; a Figura (5.2) apresenta a série temporal da maré sintética para a estação no mesmo período, gerada com os parâmetros oriundos das análises da estação. A Figura (5.25) mostra a série temporal relativa às observações a cada minuto da pressão atmosférica, a qual permitiu a correção das observações da maré oceânica, mostrada na Figura (5.21). A Figura (5.4) representa a síntese das análises da maré gravimétrica, onde é apresentada a série temporal dos resíduos na estação. Estes resíduos apresentam uma correlação forte com os efeitos indiretos dos oceanos, considerada a contribuição local, avaliada pelo marégrafo no local.

As sínteses das análises, sobre as ondas M2 e O1, as de maior amplitude nas estações Imbituba, Blumenau e Curitiba, são apresentadas nas Tabelas (6.1), (6.2) e (6.3).

As Tabelas (6.4), (6.5) e (6.6) sintetizam a amplitude do efeito oceânico, para as ondas M2 e O1, para as três estações do perfil.

Lembrando a notação vetorial de Farrel [Expressão (2.2)] e utilizando os modelos oceânicos mencionados anteriormente, foi calculado o resíduo final de maré gravimétrica

Tabela 6.1: Estação Imbituba: Parâmetros de maré gravimétrica. Ondas M2 e O1. Amplitude: nms^{-2} ; Fase: ($^{\circ}$).

Onda	\vec{A}	RMS	Fator Gravimétrico	RMS	α	RMS	\vec{B}	β
M2	689,2	3,0	1,1831	0,0052	1,07	0,25	18,5	44,1
O1	310,5	6,9	1,1999	0,0268	0,195	1,30	10,3	-174,1

Tabela 6.2: Estação Blumenau: Parâmetros de maré gravimétrica. Ondas M2 e O1. Amplitude: nms^{-2} ; Fase: ($^{\circ}$).

Onda	\vec{A}	RMS	Fator Gravimétrico	RMS	α	RMS	B	β
M2	697,8	0,4	1,1689	0,0007	0,938	0,035	12,5	65,7
O1	293,5	2,0	1,1722	0,0080	-1,428	0,388	7,9	111,8

Tabela 6.3: Estação Curitiba: Parâmetros de maré gravimétrica. Ondas M2 e O1. Amplitude: nms^{-2} ; Fase: ($^{\circ}$).

Onda	A	RMS	Fator Gravimétrico	RMS	α	RMS	B	β
M2	718,1	0,2	1,1735	0,0004	1,421	0,020	19,5	65,8
O1	286,5	0,4	1,1893	0,0017	-1,240	0,080	9,3	138,3

Tabela 6.4: Estação Imbituba: Amplitude do efeito oceânico. Ondas M2 e O1. Amplitude: $nm s^{-2}$; Fase: ($^{\circ}$).

Onda	\vec{L}	λ	Modelo	Onda	\vec{L}	λ	Modelo
M2	15,57	83,7	SCH	O1	10,44	134,6	SCH
M2	21,74	71,3	CSR3	O1	11,90	131,7	CSR3
M2	23,44	65,3	FES	O1	11,14	134,1	FES
M2	18,93	71,3	ORI	O1	13,20	132,7	ORI
M2	18,50	70,2	ORI96	O1	11,89	136,7	ORI96

Tabela 6.5: Estação Blumenau: Amplitude do efeito oceânico. Ondas M2 e O1. Amplitude: $nm s^{-2}$; Fase: ($^{\circ}$).

Onda	\vec{L}	λ	Modelo	Onda	\vec{L}	λ	Modelo
M2	16,65	80,6	SCH	O1	8,20	136,2	SCH
M2	21,26	71,9	CSR3	O1	9,11	134,3	CSR3
M2	23,04	64,7	FES	O1	8,61	136,3	FES
M2	19,25	69,0	ORI	O1	10,27	133,0	ORI
M2	17,72	68,7	ORI96	O1	8,82	140,2	ORI96

Tabela 6.6: Estação Curitiba: Amplitude do efeito oceânico. Ondas M2 e O1. Amplitude: $nm s^{-2}$; Fase: ($^{\circ}$).

Onda	\vec{L}	λ	Modelo	Onda	\vec{L}	λ	Modelo
M2	16,01	72,8	SCH	O1	6,33	137,8	SCH
M2	21,97	72,7	CSR3	O1	7,73	134,1	CSR3
M2	22,78	64,6	FES	O1	7,09	136,3	FES
M2	18,18	67,9	ORI	O1	7,97	135,7	ORI
M2	17,97	68,6	ORI96	O1	7,34	140,8	ORI96

para as três estações do perfil. Na Tabela (6.7) a seguir, é apresentado um resumo dos valores encontrados para as ondas *O1* e *M2*.

Tabela 6.7: Resíduos finais de maré gravimétrica compensados do efeito oceânico para as ondas *O1* e *M2* - [Amplitude ($nm s^{-2}$) e Fase ($^{\circ}$)].

Ond./Est.	SCH	CSR3	FES952	ORI	ORI96
O1/PARA	2,9/138,3	1,7/-22,1	2,2/-35,3	1,4/-26,2	2,0/-50,4
O1/BLU0	3,4/29,1	3,5/13,4	3,6/22,8	4,1/-2,5	4,2/23,7
O1/IMB0	9,8/-9,4	10,7/-16,5	10,4/-12,1	11,9/-18,8	11,3/-11,9
M2/PARA	4,0/38,0	3,5/-65,7	3,3/57,6	1,5/38,9	1,8/35,8
M2/BLU0	5,5/-64,3	8,9/-260,6	10,5/243,5	6,8/255,1	5,3/255,8
M2/IMB0	22,5/-3,1	18,9/-19,6	21,8/-18,8	17,3/-12,3	17,4/-10,5

Nitidamente observam-se alguns aspectos importantes:

1) dos cinco modelos testados, os modelos ORI e ORI96 parecem os mais adequados pois apresentaram os menores resíduos;

2) observa-se claramente uma diminuição gradual nos valores dos resíduos a medida que a estação está mais afastada do oceano;

3) os resíduos encontrados na estação PARA são, para todos os modelos, os de menor amplitude; isto era esperado pois a estação encontra-se afastada do oceano cerca de 80 km;

4) na estação BLU0, os resíduos encontrados apresentam amplitudes surpreendentemente significativas, indicando que mesmo afastada do oceano cerca de 50 km, o efeito indireto está presente;

5) a evidência mais significativa no contexto deste trabalho é observada na estação IMB0: para todos os modelos testados, os resíduos apresentaram amplitudes elevadas, indicando que os modelos oceânicos não são adequados para estações costeiras. Fica evidenciado que nestas estações os efeitos costeiros locais são a principal fonte de perturbação às medidas gravimétricas e GPS.

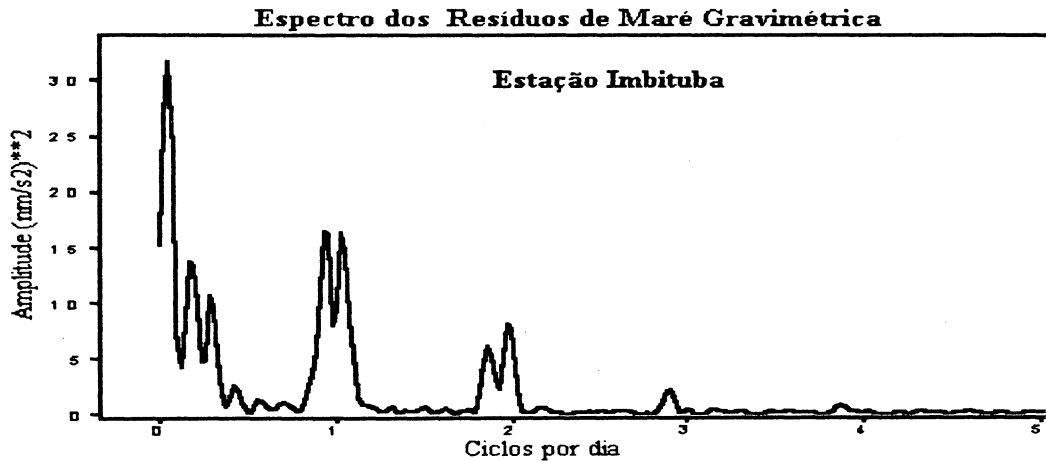
6.1.1 Análise espectral

Utilizando o software TSOFT, foram gerados os espectros dos fenômenos estudados

nas estações do perfil. Aqui são apresentados os espectros relativos à estação Imbituba. Para as estações Blumenau e Curitiba, os espectros são apresentados no Apêndice D.

Na Figura (6.1) está representado o espectro dos resíduos de maré gravimétrica até 5 cpd para a estação Imbituba.

Figura 6.1: Estação Imbituba: espectro dos resíduos de MG entre 0 e 5 cpd.



As Figuras (6.2), (6.3), (6.4) e (6.5), mostram a representação espectral dos resíduos de maré gravimétrica em duas partes: uma entre 0 e 0,8 cpd, e uma outra entre 0,8 e 5 cpd. Esta subdivisão do espectro facilita a interpretação da quantidade de energia concentrada próxima a região de 1 cpd. No caso das Figuras (6.2) e (6.3), os resíduos não foram corrigidos do efeito da pressão atmosférica, enquanto nas Figuras (6.4) e (6.5) esta correção foi efetuada:

Figura 6.2: Estação Imbituba: espectro dos resíduos de MG entre 0 e 0,8 cpd.

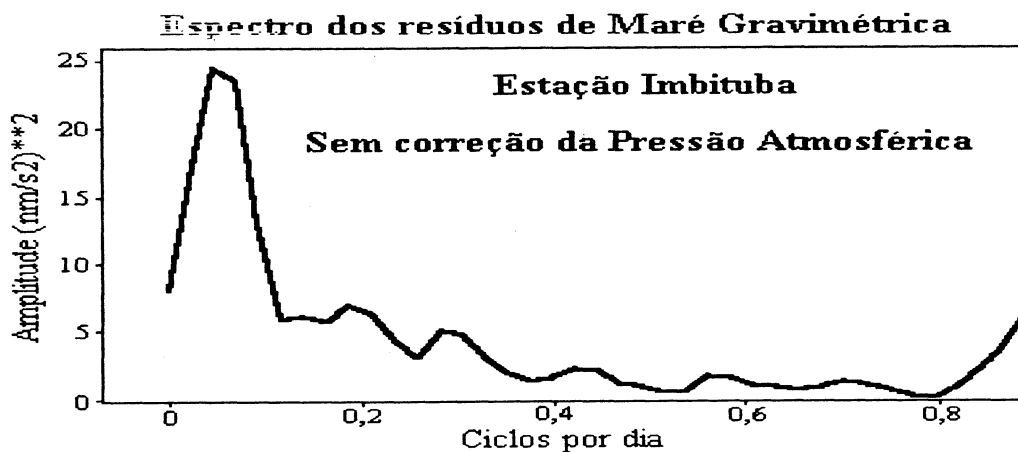


Figura 6.3: Estação Imituba: espectro dos resíduos de MG entre 0,8 e 5 cpd.

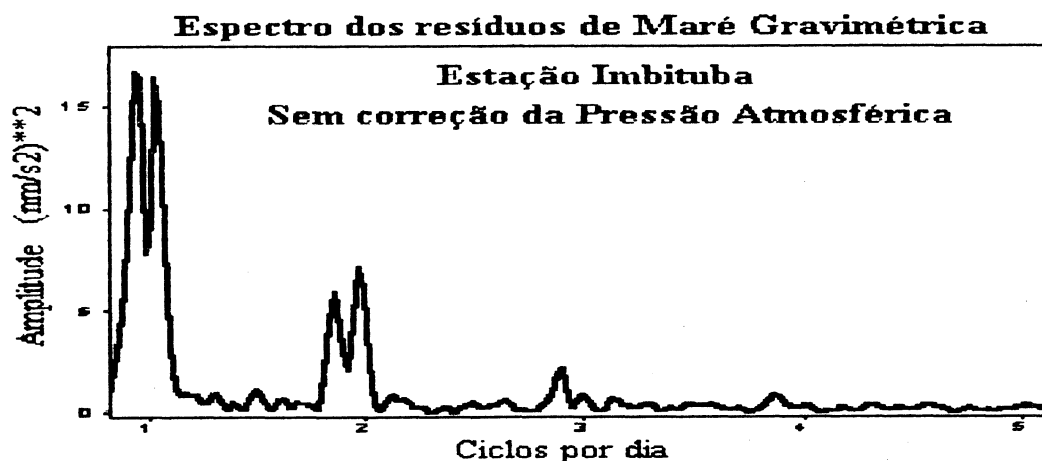
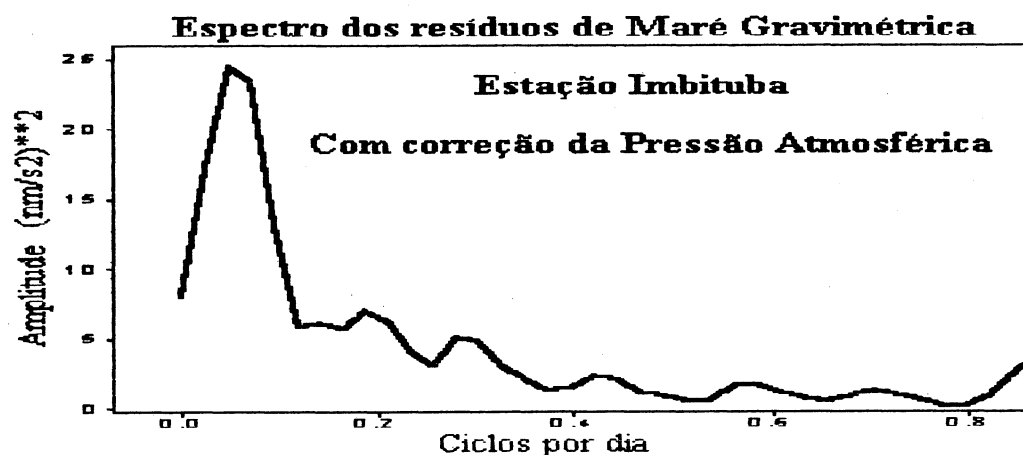


Figura 6.4: Estação Imituba: espectro dos resíduos de MG entre 0 e 0,8 cpd.



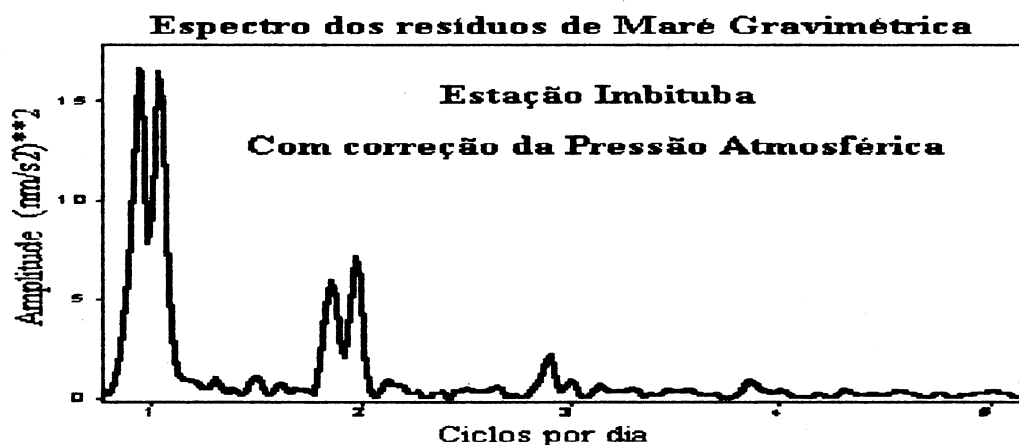
Uma análise visual destes espectros revela uma concentração de energia nas faixas de 1 cpd e 2 cpd, indicando a presença de efeitos com frequências diurnas (maior amplitude) e semi-diurnas.

Uma outra evidência que se observa nos espectros acima: comparando os gráficos (6.2) com (6.4) e (6.3) com (6.5), não se observa praticamente nenhuma alteração no espectro quando se introduz a correção devida à pressão atmosférica.

6.2 Observações Maregráficas

A análise do efeito da maré oceânica sobre as medidas gravimétricas e GPS é feita através do espectro dos resíduos. Esta análise é de fundamental importância no contexto

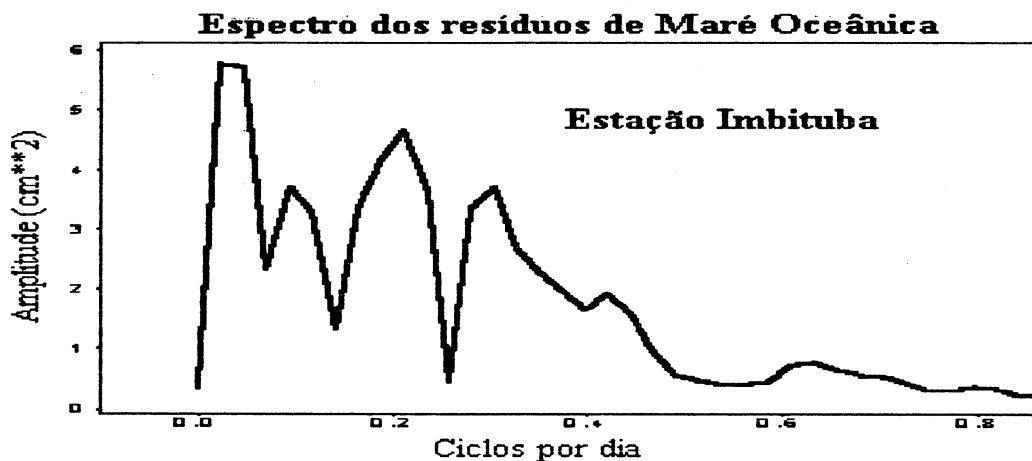
Figura 6.5: Estação Imituba: espectro dos resíduos de MG entre 0,8 e 5 cpd.



deste trabalho pois permite avaliar a amplitude do efeito indireto nas observações gravimétricas e GPS.

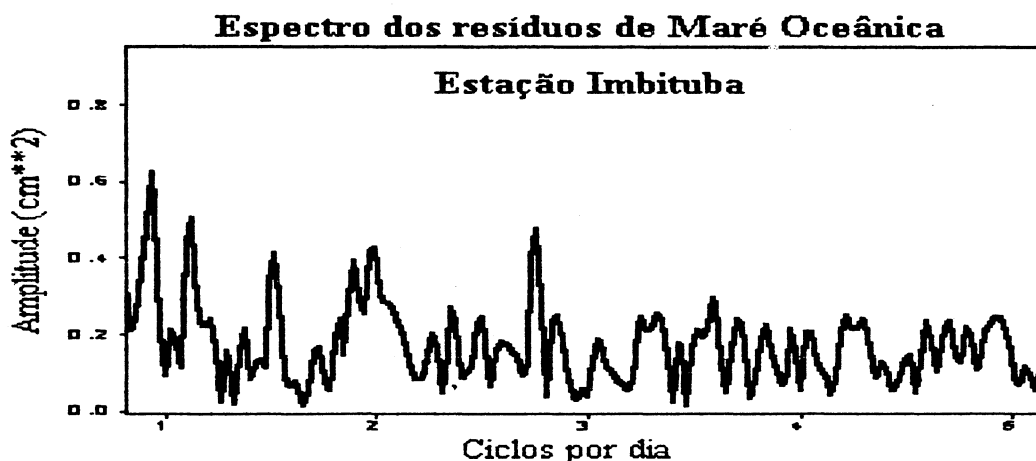
As Figuras (6.6) e (6.7) mostram graficamente o espectro dos resíduos de maré oceânica.

Figura 6.6: Datum Imituba: espectro dos resíduos de MO entre 0 e 0,8 cpd.



Como já foi mencionado anteriormente, os resíduos de maré oceânica foram corrigidos apenas do efeito da pressão atmosférica. Como a maré oceânica e a pressão são linearmente correlacionadas (princípio de Torricelli), comparando este espectro com o espectro da pressão atmosférica, é possível verificar se a correção imposta aos resíduos elimina a correlação entre a maré oceânica (resíduos) e a pressão atmosférica. É possível também verificar este aspecto de dependência, observando-se a Tabela (7.2);

Figura 6.7: Datum Imbituba: espectro dos resíduos de MO entre 0,8 e 5 cpd.



observa-se uma correlação negativa de pequena amplitude entre ambos. Isto é natural porque após a correção, algum efeito residual ainda permanece. E existe ainda o fato de haver uma certa inércia na resposta do oceano à pressão atmosférica.

6.3 Observações GPS

Dentro do contexto deste trabalho, três alternativas de análise foram adotadas com relação ao processamento das observações GPS:

a) investigação do comportamento das estações Blumenau e Imbituba, relativo à estação PARA, fixada como estação base. Os resultados desta investigação, cujos dados foram processados com o modelo de maré terrestre (Standards 1992-IERS), são apresentados nos espectros das Figuras (6.8), (6.9) e (6.10), relativos à estação Imbituba.

Os resultados espectrais encontrados, sem a correção de maré terrestre, são mostrados no gráfico da Figura (6.11).

Os resultados espectrais encontrados para as estações BLU0 e PARA estão relacionados no Apêndice D.

b) investigação do comportamento das estações Imbituba, Blumenau e PARA, relativo às estações do IGS/SANT e IGS/BRAZ consideradas fixas, com a adoção de modelo de predição de marés terrestres;

A Figura (6.12) mostra o espectro dos resíduos GPS em Imbituba, processados com controle externo da estação IGS-BRAZ.

Em relação à estação IGS-SANT, os espectros dos resíduos GPS calculados para a

Figura 6.8: Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RPCMT).

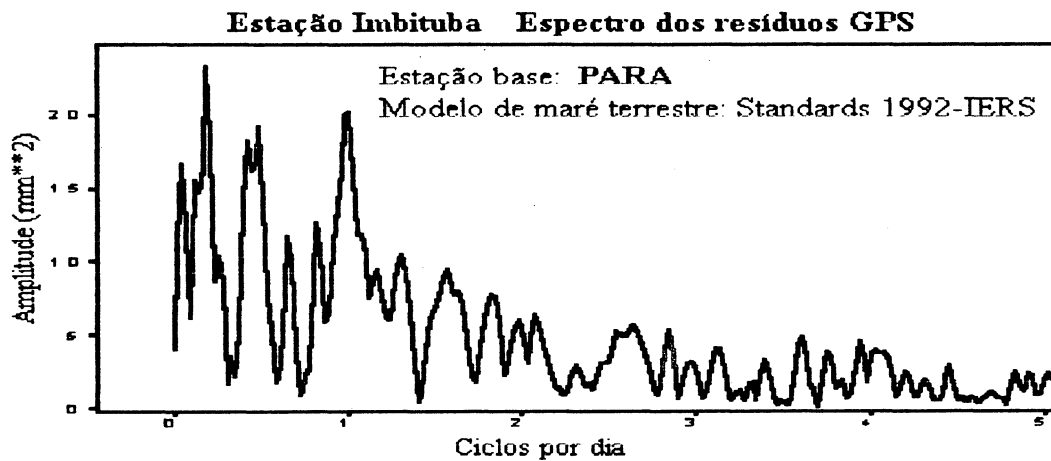
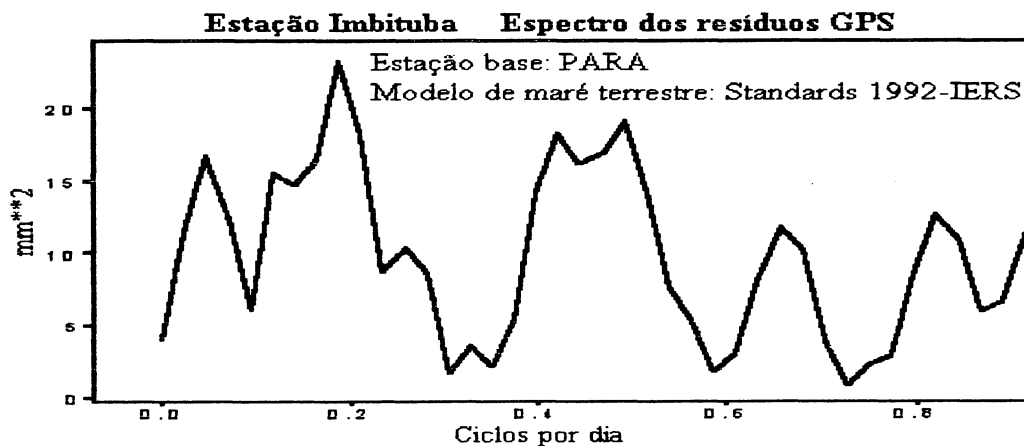


Figura 6.9: Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS entre 0 e 0,8 cpd (RPCMT).



estação Imbituba é mostrado pela Figura (6.13)

c) o mesmo que em b), porém retirando a subrotina responsável pelas correções preditas para as marés terrestres no processamento.

A Figura (6.14) mostra o espectro dos resíduos GPS em Imbituba, processados com controle externo da estação IGS-BRAZ, sem o modelo de correção de maré.

Em relação à estação IGS-SANT, o espectro dos resíduos GPS calculados para a estação Imbituba é mostrado pela Figura (6.15).

As observações com GPS nas três estações, no contexto do primeiro estágio, visaram a investigação da existência de movimentos relativos das estações Imbituba e Blumenau em relação à estação PARA, no sentido de demonstrar a existência de efeitos de flexão diferencial. Para isto, as observações foram processadas fixando a estação PARA e

Figura 6.10: Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS entre 0,8 e 5 cpd (RPCMT).

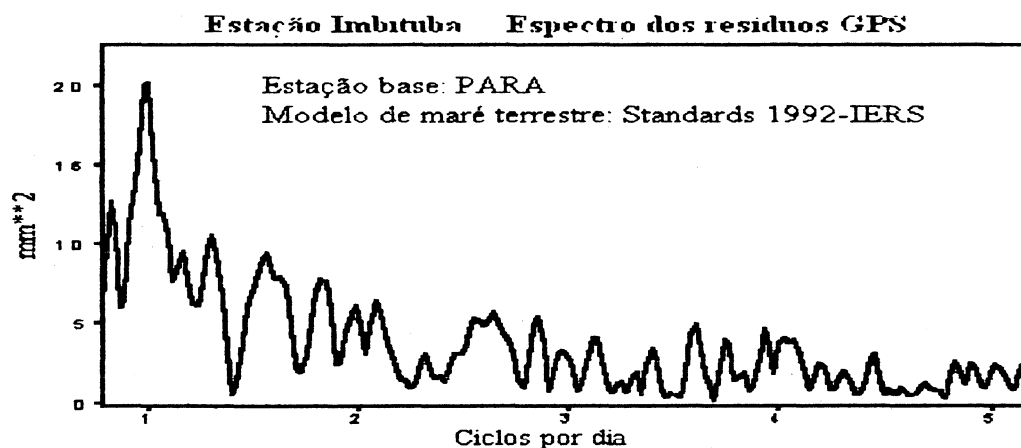
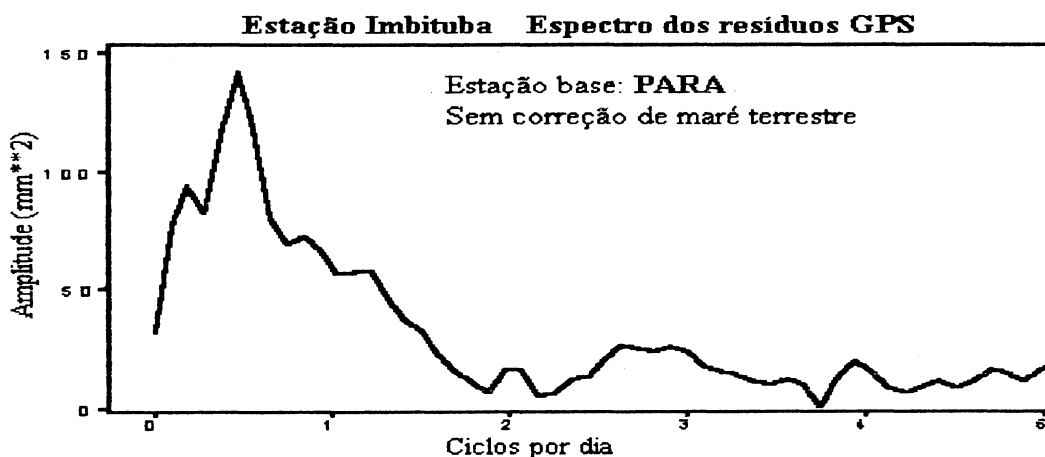


Figura 6.11: Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RPSMT).



considerado o modelo teórico de resposta às marés terrestres (Standards 1992- IERS). As variações temporais nas posições verticais, analisadas a intervalos de uma hora, estão apresentadas nas Figuras (5.15), (C.13). Pode ser observado claramente que, mesmo que os desvios padrão da posição vertical nas estações de Blumenau e Imbituba, para a série integral de 42 dias, tenham ordem de grandeza ao nível do milímetro, constata-se variações localizadas no tempo, as quais atingem até 45 cm. É evidente que existem efeitos dinâmicos de variação da posição vertical. Estas variações apresentam componentes periódicas relacionadas com os resíduos de maré gravimétrica.

Para a determinação precisa das respostas locais às marés e efeitos indiretos dos oceanos e suas associações com as variações de posição nas três estações, o processamento das observações GPS foi efetuado em relação às estações IGS/SANT e

Figura 6.12: Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RBCMT).

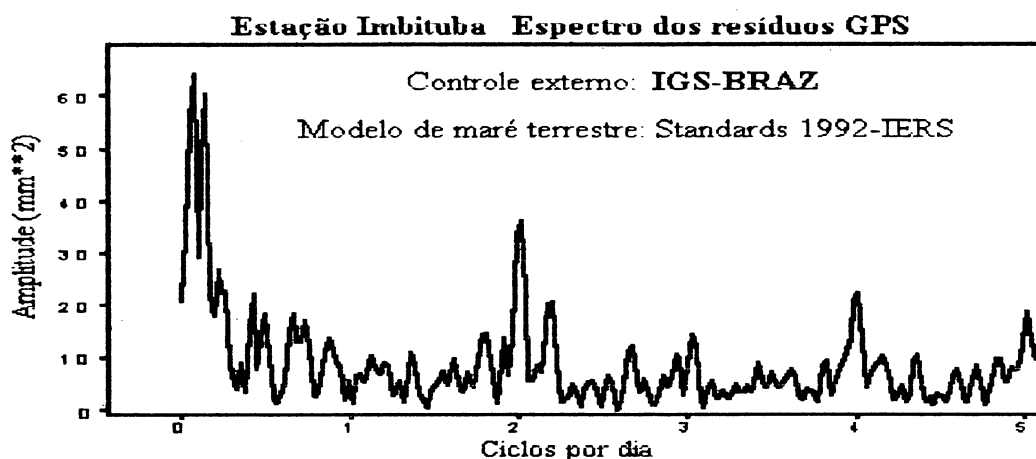
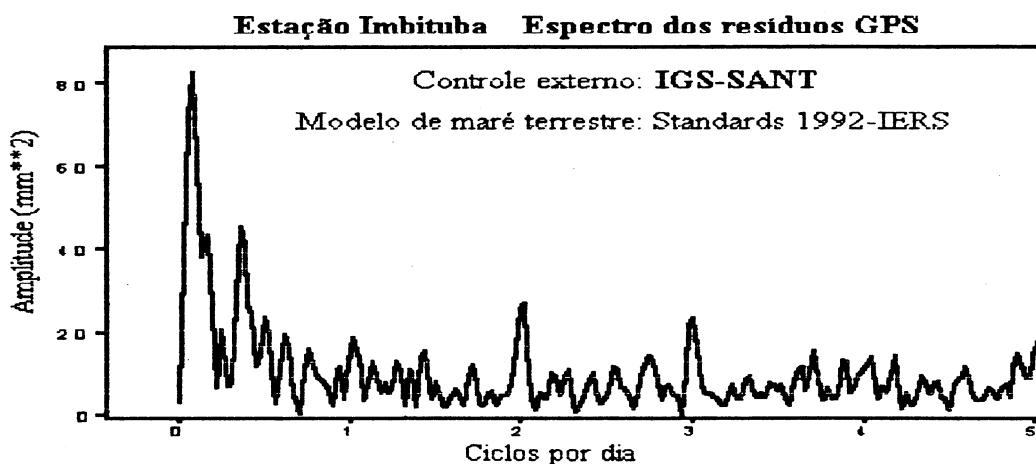


Figura 6.13: Estação Imbituba: espectro dos resíduos GPS (RSCMT).



IGS/BRAZ, adotadas como fixas, com e sem a adoção do modelo teórico de maré fornecido pelo Standards 1992-IERS. As variações em altitude, encontradas com a adoção do modelo teórico de maré, podem ser visualizadas nas Figuras (5.16), (5.17), (C.14), (C.15), (C.19), (C.20). Eliminando-se o modelo teórico de maré, do processamento, verifica-se através das Figuras (5.18), (C.16), (5.19), (5.20), (C.17) (C.18), (C.21) e (C.22), que também aparecem variações de amplitude significativa.

Como subproduto do processamento GPS, a partir das observações desenvolvidas ao longo de 42 dias, foi possível o estabelecimento de duas estações GPS de alta precisão em Santa Catarina.

A estação de Imbituba, foi conectada ao marégrafo, através do nivelamento geométrico de precisão, via uma linha com cerca de 800m, o que possibilitou a deter-

Figura 6.14: Estação Imituba: espectro dos resíduos GPS (RBSMT).

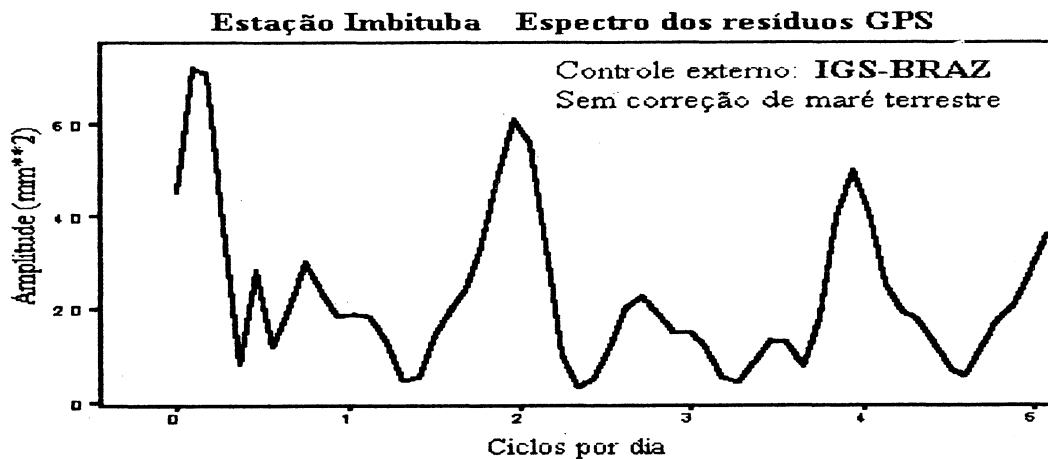
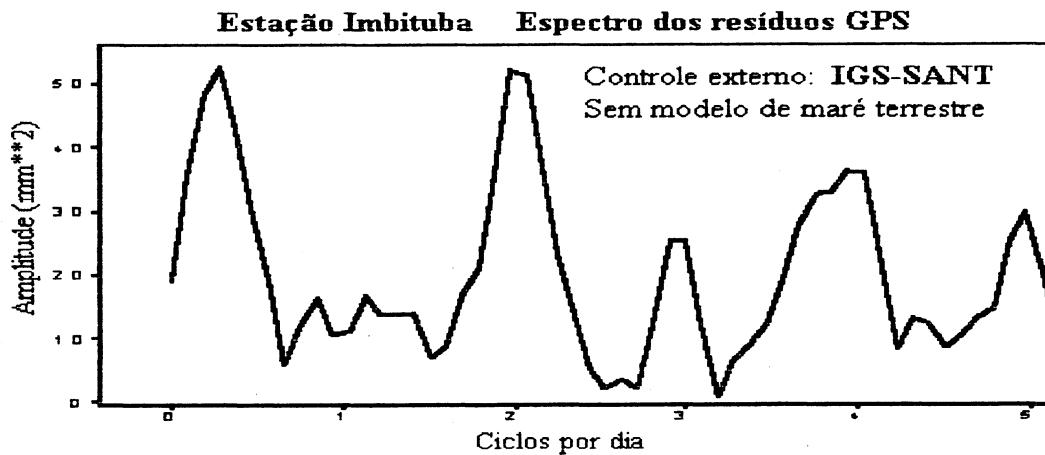


Figura 6.15: Estação Imituba: espectro dos resíduos GPS (RSSMT).



minação da posição geocêntrica do marégrafo. A reocupação desta estação permitirá identificar futuras variações desta posição, de forma a discriminar movimentos orogênicos, epirogênicos e eustáticos futuros.

6.4 Observações Atmosféricas

A análise espectral dos parâmetros atmosféricos na estação Imituba é muito importante pois permite concluir sobre a influência de tais parâmetros sobre as medidas gravimétricas e GPS.

As Figuras (6.16) e (6.17) mostram graficamente os espectros da pressão atmosférica em Imituba.

Figura 6.16: Estação Imituba: espectro dos resíduos da PA entre 0 e 0,8 cpd.

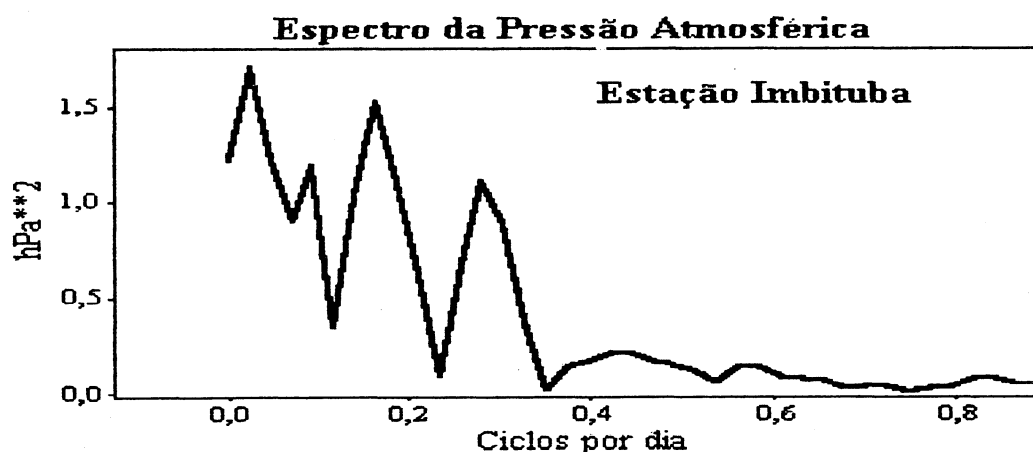
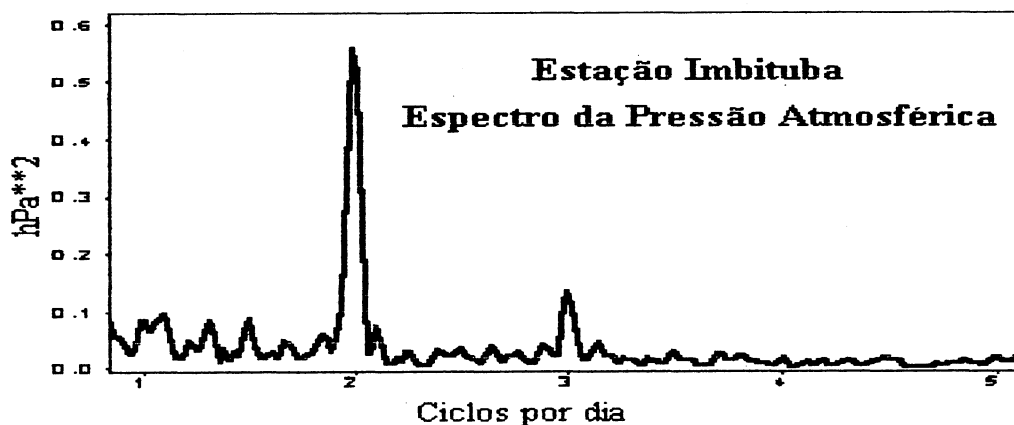


Figura 6.17: Estação Imituba: espectro dos resíduos da PA entre 0,8 e 5 cpd.



As Figuras (6.18) e (6.19) mostram os espectros da temperatura na estação Imituba.

A análise das Figuras (6.16) e (6.17) mostram uma concentração de energia na faixa de atuação das ondas semi-diurnas (2 cpd); enquanto as Figuras (6.18) e (6.19) mostram concentração de energia nas faixas das ondas diurnas (1 cpd - maior amplitude) e na faixa das ondas diurnas.

6.5 Determinação da Posição Geocêntrica do Marégrafo

Conforme mencionado ao longo deste trabalho, um dos objetivos principais é a determinação da posição geocêntrica do marégrafo. A coerência entre as diversas re-

Figura 6.18: Estação Imbituba: espectro dos resíduos da Temperatura entre 0 e 0,8 cpd.

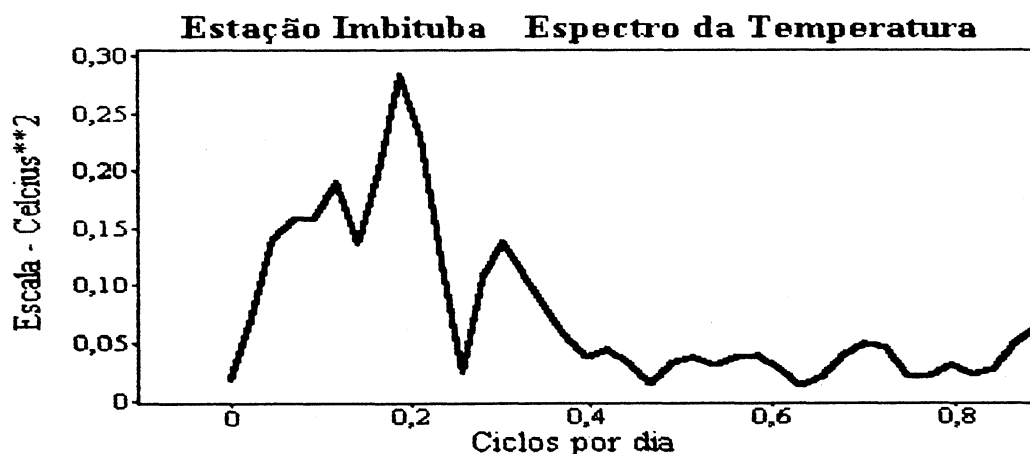
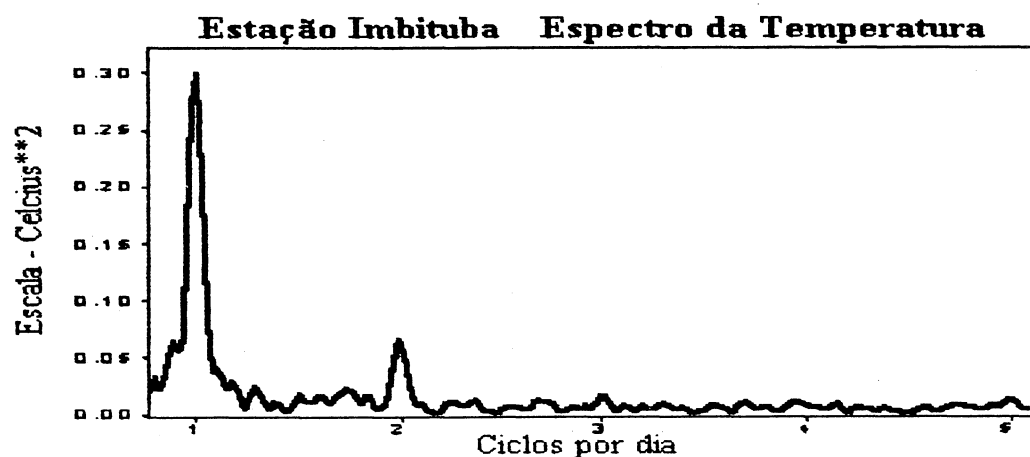


Figura 6.19: Estação Imbituba: espectro dos resíduos da Temperatura entre 0,8 e 5 cpd.



des altimétricas mundiais pressupõe que seus Data Verticais sejam vinculados a um referencial geocêntrico único.

Por razões de ordem prática, a estação GPS/Imbituba foi implantada próxima da estação de observação gravimétrica e afastada da referência de nível oficial¹ do Datum vertical brasileiro de 433,700 m. Para a determinação da posição geocêntrica do marégrafo, concorrem dois tipos de levantamento: um levantamento GPS e um levantamento altimétrico de precisão.

Com o levantamento GPS, realizado preferencialmente durante um longo período de rastreamento, são obtidas as coordenadas da estação (X,Y,Z ou ϕ, λ, h) referidas a um

¹Segundo o IBGE, a referência de nível oficial do Datum Vertical brasileiro é a RN=3M-1948-CNG, com altitude ortométrica igual a 6,4504 m.

referencial geocêntrico (ITRF 1995.4).

Com o levantamento altimétrico, utilizando-se o nivelamento geométrico de precisão, faz-se o transporte da altitude ortométrica para a estação. A origem do nivelamento foi a RN=3M-1948-CNG, cuja altitude ajustada fornecida pelo IBGE é $H = 6,4504 \text{ m}$. O equipamento utilizado foi o nível digital *Leica* modelo *NA3003* e miras de invar gravadas em código de barra. A precisão nominal do equipamento é de $0,40 \text{ mm}$ para 1 km de duplo nivelamento (Faggion & de Freitas, 1998)^[38]. A precisão do nivelamento foi de $2,12\text{mm}\sqrt{k}$, com $k = 0,8674 \text{ km}$ de linha nivelada e contra-nivelada. Esta precisão correspondente a um erro de fechamento de $1,98 \text{ mm}$.

Os resultados obtidos em Imbituba foram:

Altitude geométrica: $h = 11,7642 \text{ m}$

Altitude ortométrica: $H = 10,4034 \text{ m}$

Estes resultados apontam para uma ondulação geoidal na estação Imbituba de: $\Delta N = 1,3612 \text{ m}$.

Utilizando o mapa geoidal baseado no modelo de geopotencial GEM T2 (IBGE, 1993)^[62] determina-se o valor $\Delta N = -1,32 \text{ m}$. Considerando que o erro absoluto para o mapa é de 3 m , verifica-se que o valor fornecido está inserido dentro do nível de ruído do mapa, ou seja, o valor da ondulação geoidal pode oscilar entre os dois extremos da precisão fornecida.

Objetivando dirimir qualquer dúvida a respeito do valor encontrado, foi refeito o cálculo da ondulação geoidal utilizando agora o programa de cálculo utilizando o modelo EGM 96 (Mulaire, 1996)^[94]. O valor encontrado foi de $\Delta N = 1,229 \text{ m}$. Isto confirma a confiabilidade do valor calculado para a estação, através dos dados de observações.

A rigor, a posição geocêntrica determinada não refere-se exatamente à RN=3M-1948-CNG, e sim à estação GPS, distante 433,700 metros daquela. Entretanto, a ondulação geoidal determinada pode ser considerada a mesma para os dois pontos, face o pequeno afastamento entre ambos.

Capítulo 7

INTEGRAÇÃO DE OBSERVAÇÕES MULTIPARAMÉTRICAS

7.1 Estudo de Correlação

Conforme foi visto até aqui, o experimento multiparamétrico desenvolvido para subsidiar o presente trabalho, proporcionou um grande número de variáveis que se inter-relacionam. Algumas dessas variáveis, quando analisadas graficamente apresentam uma correlação aparente muito forte. Em outras situações, apesar de esperadas correlações significativas, pelo menos graficamente não apresentaram esta tendência de forma clara.

Objetivando analisar as possíveis correlações entre as variáveis estudadas e o significado estatístico das mesmas, efetua-se neste capítulo o cálculo do coeficiente de correlação de Pearson e o respectivo teste estatístico para validar ou não a hipótese de ocorrência do evento. É calculada a probabilidade da hipótese nula (de não ocorrência de correlação) a partir do coeficiente de correlação encontrado. Com isso as análises são realizadas com segurança e confiabilidade pois possuem um significado estatístico claro.

Neste trabalho, as variáveis analisadas estatisticamente foram: temperatura, pressão atmosférica, resíduos de maré oceânica, resíduos de maré gravimétrica e as variações de altitude determinadas por GPS (vinculados à estação PARA).

A Tabela (7.1) a seguir, sintetiza o cálculo dos coeficientes de correlação entre as variáveis estudadas.

Na Tabela (7.2) são apresentados os resultados estatísticos das correlações entre as variáveis estudadas.

A análise dos resultados constantes nas Tabelas (7.1) e (7.2) evidencia aspectos muito importantes.

Alguns valores calculados se apresentam com valores bem baixos. Na verdade era para ser assim porque, mesmo que a visualização gráfica mostre uma forte correlação,

Tabela 7.1: Coeficientes de correlação de Pearson (ρ) entre as variáveis estudadas.

	Temp.	Pres.	RMO	RMG	GPSI	GPSB
Temp.	1,000000	-0,113544	0,031804	-0,282705	0,354991	0,173124
Pres.		1,000000	-0,031650	0,078184	-0,001642	-0,009342
RMO			1,000000	0,282983	0,326399	0,262062
RMG				1,000000	-0,047532	-0,013774
GPSI					1,000000	0,664428
GPSB						1,000000

Tabela 7.2: Estatística das correlações.

Variáveis	ρ	Prob. não haver correlação	Nº Pontos
Temp X Pres	-0,113544	0,006237	579
Temp X RMO	0,031804	0,444978	579
Temp X RMG	-0,282705	0,000000	578
Temp X GPSI	0,354991	0,000000	429
Temp X GPSB	0,173124	0,000114	492
Pres X RMO	-0,031650	0,447187	579
Pres X RMG	0,078184	0,060135	578
Pres X GPSI	-0,001642	0,972988	430
Pres X GPSB	-0,009342	0,836260	492
RMO X RMG	0,282983	0,000000	578
RMO X GPSI	0,326399	0,000000	428
RMO X GPSB	0,262062	0,000000	492
RMG X GPSI	-0,047532	0,325469	430
RMG X GPSB	-0,013774	0,760550	492
GPSI X GPSB	-0,664628	0,000000	402

esta é a nível espectral (mais que linear). Este fato é explicado pela presença de "lags" temporais: o que acontece num determinado momento h está relacionado com o acontecido, por exemplo, no momento $h-1$, e isto não aparece no cálculo da correlação linear.

Outro fato importante é a questão dos sinais: quando a correlação é positiva, isto indica efeitos lineares no mesmo sentido; vejamos o caso da maré oceânica: a um aumento desta, correspondem aumentos na maré gravimétrica e aumentos nas medidas com GPS (em Blumenau o aumento é menor devido o afastamento da costa). Por outro lado, se a correlação é negativa, isto indica que as variáveis variam inversamente entre si; é o caso da maré gravimétrica, que varia inversamente com a temperatura. Muito claro é o caso da pressão atmosférica com a maré oceânica que tinha que dar correlação negativa (lembrar o efeito Torricelli!). Isto acontece porque, mesmo sendo os resíduos de maré oceânica, aos quais já foi retirado o efeito da pressão atmosférica (efeito do barômetro invertido), não é possível compensar totalmente este efeito. E outra vez, aparece o problema do "lag" temporal: há uma inércia na resposta do oceano à pressão atmosférica, fazendo com que algum efeito ainda permaneça.

Importante também é a correlação entre a temperatura e as medidas com GPS (Imbituba e Blumenau); observa-se que em Imbituba a correlação apresentou um valor superior a duas vezes (0,354991) ao valor encontrado em Blumenau (0,173124); isto pode ser explicado, provavelmente, pelo fato de que em Blumenau o receptor GPS trabalhou durante toda a campanha ao abrigo do ar condicionado.

Com relação as medidas com GPS, existe uma forte correlação entre os valores observados nas duas estações. Esta forte correlação é explicada pela técnica de processamento GPS empregada: os modelos de ionosfera corrigem "quase" de forma idêntica as observações nas duas estações. Porém, no caso presente, o efeito oceânico parece contribuir de forma decisiva para a forte correlação encontrada. E tem ainda o aspecto do sinal negativo; a estação Blumenau encontra-se a *50 km* da costa, e o efeito oceânico neste caso é menor.

Finalmente, deve-se observar as correlações da maré oceânica com a maré gravimétrica e as medidas GPS. Os valores são muito parecidos e absolutos, o que indicaria coerência na maneira em que a maré oceânica influencia a gravimetria e as medidas com GPS, sendo de amplitude menor em Blumenau por estar mais afastada do mar.

Capítulo 8

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1 Conclusões

Mesmo que se tenha evidenciado uma série de resultados obtidos ao longo deste trabalho, cabe enfatizar alguns pontos que merecem ainda uma ênfase, em vista dos temas que foram abordados. Inicialmente, com relação aos objetivos propostos, o experimento multiparamétrico estabelecido em um perfil de estações no sul do Brasil, visou propiciar as condições básicas para a pesquisa de modelos de correção para efeitos geodinâmicos e a discriminação de importantes efeitos físicos:

- resposta da Terra a diferentes variáveis físicas: as análises efetuadas mostraram as implicações da temperatura, pressão atmosférica e carregamento oceânico nas observações com GPS. Desta forma estas grandezas devem ser observadas ou determinadas na observação da posição geocêntrica dos marégrafos ou no posicionamento diferencial com GPS.
- variação destes efeitos em diferentes regiões costeiras: o procedimento e metodologia empregados no Datum vertical brasileiro, para estudo e análise dos diferentes efeitos perturbadores, podem perfeitamente ser empregados em diferentes estações maregráficas.
- propagação do mesmo efeito nas regiões intracontinentais: a análise destes efeitos quanto às diferenças entre o valor predito e o observado nas estações de Imbituba, Blumenau e Curitiba, mostra claramente que ela é atenuada a medida que a estação está mais afastada do oceano, principalmente em decorrência dos efeitos das marés meteorológicas não modeladas.
- efeito diferencial real das marés terrestres entre pontos afastados da rede: estes efeitos estão totalmente evidenciados em todas as bases processadas. Destaque-se que os modelos teóricos de correção das marés não são suficientes para a

eliminação destes efeitos por não considerarem as respostas características em cada ponto da rede.

- unificação de diferentes referências maregráficas: a forma para a conexão de diferentes referências maregráficas é a determinação da posição geocêntrica de cada marégrafo e o ajustamento em rede destas posições, conforme já propusemos para o GT III do projeto SIRGAS, em reunião realizada em Santiago do Chile, a qual foi aceita e recomendada para todos os países da América do Sul.
- variações temporais no NMM: as observações da maré oceânica levadas a efeito no Datum vertical brasileiro, indicam claramente a necessidade de realização de futuras observações maregráficas, pois tais variações somente poderão ser detectadas com acurácia a partir de uma longa série de observações e reocupação periódica do marco GPS de referência, para verificações da posição geocêntrica.
- topografia do NMM em relação ao Geóide nos locais de observação: a existência de topografia do NMM no Datum vertical brasileiro, foi evidenciada inicialmente pelo modelo global do geopotencial *EGM-96* como sendo igual a *13,2 cm*. Mesmo que este modelo seja o mais preciso na atualidade, cabe lembrar que este valor é apenas um indicativo desta grandeza. As técnicas espaciais, tais como Topex-Poseidon não têm resolução suficiente em áreas costeiras para esta determinação. A melhoria da resolução do modelo do geopotencial na área, sem dúvida, só poderá ser incrementada com observação absoluta da gravidade e aumento da densidade de pontos gravimétricos relativos em torno do Datum vertical.

A realização de um experimento multiparamétrico apresenta uma grande envergadura, demandando um planejamento técnico cuidadoso para o qual é necessário se levar em consideração também, aspectos como mobilização de pessoal, transporte de equipamentos, segurança e acompanhamento da campanha.

A posição geocêntrica do Datum altimétrico brasileiro foi determinada, atendendo as recomendações do Grupo III do projeto SIRGAS, do Grupo de Geodinâmica da AGU e também do Grupo V da IAG.

O experimento multiparamétrico realizado, buscou primariamente a identificação de efeitos geodinâmicos sobre um perfil de observações e no Datum vertical brasileiro. Os

primeiros resultados obtidos, ainda com o processamento das observações GPS somente referenciados à estação PARA, já evidenciaram efeitos geodinâmicos diferenciados.

Tais evidências, constatadas em bases de comprimentos usuais, preconizam a necessidade de cuidados adicionais para o posicionamento vertical relativo com GPS, evidenciado que a posição determinada, mesmo com desvio padrão de pequena magnitude pode conter um erro sistemático muito maior, dependendo do ciclo de variação com a observação.

Este fato foi confirmado com os resultados do processamento das observações GPS referenciado às estações IGS/BRAZ e IGS/SANT, cujas bases extrapolam os *2000 km* de comprimento.

Uma outra constatação importante, foi a confirmação de que os modelos teóricos de correção das marés terrestres, tal como o Standards 1992-IERS, não são suficientes para as correções destes efeitos nas observações GPS, uma vez que os efeitos oceânicos podem assumir valores elevados.

Claramente, os modelos oceânicos não se ajustam adequadamente à região do Datum Imbituba (Tabela (6.7), em vista dos resíduos elevados constatados naquela estação.

A integração de efeitos das marés terrestre, oceânica e atmosférica, somados aos efeitos de circulação costeira que implicam em uma separação do NMM em relação ao geóide, intervêm diretamente na definição do Datum altimétrico e conseqüentemente na realização de redes de nivelamento e no posicionamento relativo com GPS.

Instabilidades meteorológicas não harmônicas, tais como entrada de frentes atmosféricas, introduzem erros aleatórios no espectro de maré oceânica. Tal fato aconteceu em Imbituba com a entrada de uma frente fria e pode ser comprovado pela análise das Figuras (5.24), (5.25), (5.23), (5.4) e (5.15). Há uma queda acentuada na temperatura e também na pressão; como conseqüência há um aumento na MO e também na MG; tal instabilidade é "sentida" pelas medidas GPS.

Existem claramente efeitos meteorológicos de longo período presentes nos resíduos de maré oceânica e gravimétrica; a razão possível é a ação do efeito indireto sobre as medidas gravimétricas, o que produz uma maré anômala de cerca de *40 cm* na região. Esta conclusão é explicada pelos efeitos meteorológicos mostrados nas Figuras (5.24) e (5.25).

Com relação ao posicionamento relativo com GPS entre bases longas, efeitos geodinâmicos devem ser considerados em vista da resposta diferenciada da crosta em diferentes regiões (Figura (2.2)).

Em relação as medidas com GPS é importante ressaltar a correlação com a temperatura. Em Imbituba esta correlação apresentou valor superior ao dobro do encontrado para Blumenau; a razão disto parece apontar para o fato de que, em Blumenau o receptor GPS estava ao abrigo do ar condicionado. Existe ainda questões a serem analisadas como a espessura e comprimento diferentes dos cabos GPS utilizados nas duas estações e diferentes tipos de antena.

A estação GPS de Imbituba foi conectada ao marégrafo através do nivelamento geométrico de precisão de uma linha de 867 m (nivelamento e contra-nivelamento). Isto permitiu a determinação da posição geocêntrica do marégrafo e também determinar a ondulação geoidal (ΔN) no local, referida ao SAD-69: $1,361\text{ m}$. O valor determinado a partir da carta geoidal brasileira, com base no modelo GEM T2 é $-1,32\text{m} \pm 3\text{m}$; o valor determinado a partir do modelo *EGM 96* é $1,229\text{m} \pm 1\text{m}$. Existe uma discrepância de $13,2\text{ cm}$ entre a altitude geoidal com base na RN 3M-1948-CNG e a altura predita pelo modelo *EGM 96*.

As observações GPS desenvolvidas ao longo de 42 dias permitiram o estabelecimento de duas estações GPS de alta precisão no Estado de Santa Catarina: Imbituba e Blumenau.

A reocupação da estação Imbituba permitirá identificar futuras variações de posição, de forma a discriminar possíveis movimentos crustais e eustáticos.

Com relação à determinação da posição geocêntrica do Datum altimétrico, é perfeitamente possível, desde que consideradas correções de natureza geodinâmica.

8.2 Recomendações

Com base no resultado das análises efetuadas no Datum vertical do SGB e discutidas neste trabalho, recomenda-se o restabelecimento do marégrafo de Imbituba com vistas ao acompanhamento de futuras variações de posição, permitindo assim identificar possíveis movimentos crustais e variações do NMM, com reocupação periódica do pilar do experimento multiparamétrico, com receptor.

A tecnologia GPS possui muitas vantagens em relação às técnicas convencionais de

posicionamento; neste sentido a potencialidade do sistema não deve ser desprezada, principalmente no que se refere ao aprimoramento da rede vertical brasileira.

A rede vertical do SGB possui uma qualidade excepcional; contudo carece de um controle de qualidade a nível intra-continental. Diante disso e considerando também a extensão territorial do Brasil, parece evidente que a tecnologia GPS pode contribuir para este controle, inclusive melhorando a distribuição de estações fiduciais no país.

A exemplo de Imbituba, recomenda-se vincular os demais marégrafos brasileiros ao ITRF; fica subentendida a necessidade de reativação destes marégrafos e do estudo dos efeitos geodinâmicos atuantes em cada um deles.

Em vista da extensa base de dados disponível, recomenda-se o aprofundamento das análises, estabelecendo correções dos efeitos ambientais nas marés gravimétricas e destas nas posições GPS, com a determinação de modelos de correção.

Pode ser também explorada a análise das variações das posições horizontais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

(NBR 6023 - ABNT e Código de Catalogação Anglo-Americano)

- [1] AANDERAA, Technical Description. AANDERAA INSTRUMENTS. , Bergen: Norway : 175, 1990.
- [2] ALENCAR, J.C.M. Datum altimétrico brasileiro. *IBGE: Cadernos de Geociências.*, Rio de Janeiro/BR. : n. 5: 69–73, 1990.
- [3] AMBRASEYS, N.N. Evaluations of seismic risk. Seismicity and Seismic Risk in the offshore North Sea Area: *Nato Adv. Res. Workshop. ASI Series.*, Reidel: pages 317–345, 1983.
- [4] ANDERSEN, O.B.(a). Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry. *in: Journal of Geophysical Research.*, USA : v.100, C12: 25249–25259, 1995.
- [5] ANDERSEN, O.B.(b). Intercomparison of recent ocean tides models. *in: Journal of Geophysical Research.*, USA : v.100, C12: 25261–25282, 1995.
- [6] ASCH, G.; JENTZSCH, G. Finite element studies on Tidal loading. *Earth Evolution Sciences*, 01 87–90, 1981.
- [7] ASHKENAZI, V. , et al. EUROGAUGE: The West European Tide Gauge Monitoring Project. *in: International Symposium on Marine Positioning - INSMAP94. International Partnership in Marine Positioning.*, USA : pages 224–233, 1994.
- [8] ASHKENAZI, V., et al. UKGAUGE: The United Kingdom Tide Gauge Monitoring Project. *in: International Symposium on Marine Positioning - INSMAP94. International Partnership in Marine Positioning.*, USA : pages 251–260, 1994.
- [9] BAKER, T.F. Earth tides, crustal structure and ocean tides. *8th ISET*, Bonn: pages 265–281, 1977.

- [10] BAKER, T.F. Methods of tidal loading computation. *IAG-BIM*, 94, 6365–6373, 1985.
- [11] BALAZS, E.I.; YOUNG, G.M. Corrections applied by the National Geodetic Survey to precise levelling observations. *NOAA Technical Memorandum NOS NGS*, Rockville n. 34: 6–8, 1982.
- [12] BEAUMONT, C. Tidal loading: crustal structure of Nova Scotia and the M2 tide in the northwest Atlantic from tilt and gravity observations. *Geophysical J. Roy. Astr. Soc.*, 53: 27–53, 1978.
- [13] BEUTLER, G. The impact of international GPS geodynamics service (IGS) in the surveying and map communit. *in: XVII CONGRESS ISPRS, Session IU-GP - Proceedings.*, Washington D.C., USA: 1992.
- [14] BLITZKOW, D.; CINTRA, J.P.; FORTES, L.P.S. A contribution to the geoid determination. *XX General Assembly of the IUGG*, Vienna: 1990.
- [15] BODRI, B.; IZUKA, S. On the correlation between Earth tides and microseismic activity. *Phys. Earth Planet Int.*, n. 55: 126–134, 1989.
- [16] BOMFORD, G. *Geodesy*. Oxford : University Press, 4. ed., 1983.
- [17] CARWRIGHT, D.E.; EDDEN, A.C. Corrected tables of tidal harmonics. *Geophysical Journal R. Astr. Soc.*, 33: 253–264, 1973.
- [18] CARWRIGHT, D.E.; TAYLER, R.J. New computations of the tide-generating potential. *Geophysical Journal R. Astr. Soc.*, 23: 45–74, 1971.
- [19] CORDINI J.; De FREITAS S.R.C. de. Efeitos Geodinâmicos nas Redes Geodésicas Verticais. CONGRESSO TÉCNICO CIENTÍFICO DE ENGENHARIA CIVIL, *Anais*. Florianópolis/SC: Abril, 1996. vol. 3, 468–478.
- [20] CORDINI, J. *Sistema Geodésico de Referência 1980: Transição da Geodésia*. . Curitiba, 1998. Seminário (Doutorado em Ciências Geodésicas), Universidade Federal do Paraná.
- [21] COSTA, S.M.A. *Características do Software Bernese e sua Aplicação em Redes Locais*. Curitiba, 1998. Seminário (Doutorado em Ciências Geodésicas), Universidade Federal do Paraná.

- [22] De FREITAS, S.R.C.; CORDINI, J.; Do PRADO, A.; De SOUZA, C. Estabelecimento de uma Base de Alta Precisão para Levantamentos Geodésicos em Santa Catarina. *in: 3o Congresso Brasileiro de Cadastro Técnico Multifinalitário e 1o Encontro de Cadastro Técnico Multifinalitário para Países do MERCOSUL*, Florianópolis/SC pages CD-ROM, 1998.
- [23] De FREITAS, S.R.C.; CORDINI, J. Determinação da Posição Geocêntrica do Datum Vertical Brasileiro. *in: 3o Congresso Brasileiro de Cadastro Técnico Multifinalitário e 1o Encontro de Cadastro Técnico Multifinalitário para Países do MERCOSUL*, Florianópolis/SC pages CD-ROM, 1998.
- [24] De FREITAS, S.R.C.; CORDINI, J. Efeitos Geodinâmicos no Datum Vertical Brasileiro e no Posicionamento Vertical com GPS. *in: Congresso Internacional de Ciencias de la Tierra*, Santiago do Chile pages CD-ROM, 1998.
- [25] De FREITAS, S.R.C. de; LUZ, R.T. Altimetria de precisão com GPS baseada no SGB: possibilidades físicas e limitações. *in: Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf)*, n. 1: 135–138, Agosto, 1995.
- [26] De FREITAS, S.R.C.; FAGGION, P.L.; MEDEIROS, Z.F. Controle da estabilidade de RRNN utilizando nivelamento geométrico. *Revista Brasileira de Cartografia*, Brasil 49: 1–6, 1998.
- [27] De FREITAS, S.R.C.; MANTOVANI, M.S.M. Contribuição ao estudo de características tectônicas da Placa Sul-Americana a parit de análise das Marés Terrestres. *in: Anais do 3o. Congresso Internacional da SBGf - 3o. (CIS-BGf)*, Rio de Janeiro/BR: v. 2, 1066–1071, Novembro, 1993.
- [28] De FREITAS S.R.C.; SANTOS M.C.; CORDINI J.; MARONE E. Multi-parametric Experiment for observing Crustal Deformations in Southern Brazil. SCIENTIFIC ASSEMBLY IAG97, *Book of Abstracts*. Convention Center - Rio de Janeiro: Setembro, 1997. page 218.
- [29] De FREITAS, S.R.C.; VAN RUYMBEKE, M.; DUCARME, B. A software to model the tidal triggering for volcanic and seismic activities. *Cahiers du CEGS*, n. 4: 353–362, 1991.
- [30] De FREITAS, S.R.C. *Marés gravimétricas: Implicações para a placa sul-*

- americana*. Departamento de Geofísica, 1993. Tese (Instituto Astronômico e Geofísico - IAG), Universidade de São Paulo - USP.
- [31] De FREITAS, S.R.C. Tópicos especiais de Geodésia. *Notas de aula, UFPR*. Curitiba/PR: 1996.
- [32] De FREITAS, S.R.C. et al. Correlation between Earth gravity tides and seismic activity at João Câmara, Brazil. *Cahiers du CEGS*, n. 4: 363–378, 1991.
- [33] De FREITAS, S.R.C. et al. Análise da resposta elástica da litosfera às marés gravimétricas na América do Sul. *in: Anais do 3o. Congresso Internacional da SBGf - 3o. (CISBGf)*, Rio de Janeiro/BR: v. 2, 1056–1060, Novembro, 1993.
- [34] De FREITAS, S.R.C. et al. Some implications of the gravity tides in the South American Plate. *in: 12th International Symposium on Earth Tides - Proceedings*, Beijing, New York: pages 387–393, August, 1993.
- [35] DZIEWONSKI, A.M.; ANDERSON, D.L. Preliminary Reference Earth Model (PREM). *Phys. Earth Planet. Int.*, 25: 297–356, 1981.
- [36] ESCOBAR, I.P. *ALTITUDE: Conceituação, Realização, Modelamento Matemático e Ajustamento*. Departamento de Geofísica, 1991. Tese (Instituto Astronômico e Geofísico - IAG), Universidade de São Paulo - USP.
- [37] FAGGION, Pedro L. *Contribuição para a Implantação de um Sistema de Aferição de Miras na UFPR*. Curitiba, 1993. Dissertação (Mestrado em Ciências Geodésicas), Universidade Federal do Paraná.
- [38] FAGGION, P.L., et al. Desníveis de alta precisão com TC2002, N3 e NA3003: Metodologia e resultados. *in: 3o. Congresso Brasileiro de Cadastro Técnico Multifinalitário* Florianópolis : page CD ROOM 1998.
- [39] FARREL, W.E. Deformation of the earth by surface loads. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, n. 10: 761–797, 1972.
- [40] FENOGLIO, L.; BELIKOV, M. Sea Surface Topography in Mediterranean Sea from Altimetry, Tide Gauge and Gravity Data. *in: International Symposium on Marine Positioning - INSMAP94. International Partnership in Marine Positioning.*, USA : pages 289–298, 1994.

- [41] FENOGLIO-MARC, L. Sea surface determination with respect to European Vertical Datums. *in: Deutsch Geodatische Kommission.*, Munchen : 464 1996.
- [42] FORTES, L.P.S. Projeto SIRGAS - Estágio atual. *in: Anais do 4o.CISBGf*, Rio de Janeiro/BR: v. 1: 127–130, Agosto, 1995.
- [43] FRANCA, C.A. de S. *Estudo da geração das componentes de pequeno fundo na costa sudeste brasileira*. São Paulo, 1988. Dissertação (Instituto Oceanográfico, Universidade de S ao Paulo.
- [44] FRANCIS, O.; DEHANT, V. Recomputation of the Green's functions for tidal loading estimations. *IAG-BIM*, 100: 6962–6986, 1987.
- [45] FRANCO, A.S.; ROCK, N.J. Comparative accuracy of Fourier tidal analysis employing different time spans with reference to a Doodson analysis. *Ciênc. Cult.*, São Paulo: 26, 05: 497–507, 1974.
- [46] FRANCO, A.S. *Componentes de marés de pequeno fundo*. 69p. Departamento de Oceanografia, 1975. Tese (Escola Politécnica, Universidade de São Paulo - USP.
- [47] FRANCO, A.S. Tides. fundamentals, analysis and prediction. *Instituto de Pesquisas Tecnológicas*, page 232p. 1981.
- [48] FU, Lee-Lueng , et al. Reflecting on the First Three Years of TOPEX/POSEIDON. *in: EOS-American Geophysical Union.*, USA : 77 12 109–117, Mar, 1996.
- [49] FURY, R.J. Leveled height differences from published NAVD88 Ortometric Height. *in: Surveying and Land Information System.*, USA : 52 2 135–138, 1996.
- [50] GEMAEL, C. *Marés Terrestres: Aplicações Geodésicas*. Curitiba : UFPR., curso de pós-graduação em ciências geodésicas, 1986.
- [51] GEMAEL, C. O programa de marés terrestres da UFPR: sua importância geodésica. *Revista Brasileira de Geofísica.*, São Paulo: vol. 4, [s.n.], 85–89, 1986.
- [52] GEMAEL, Camil. *Introdução à Geodésia Física*. Curitiba : UFPR., [s. ed.], 1981.

- [53] GODIN, G. *The analysis of tides*. Liverpool Liverpool University Press., page 264 1972.
- [54] GODIN, G. *Mareas*. Mexico page 247 1980.
- [55] GOLDAN, H.J., et al. Precise Height Determination of the Tide Gauge Helgoland. *in: International Symposium on Marine Positioning - INSMAP94. International Partnership in Marine Positioning.*, USA : pages 556–565, 1994.
- [56] GROTEN, E. *Geodesy and Earth's Gravity Field*. Bonn: Ummler Verlag, page 724p. 1980.
- [57] GUNTER, N. M. *Potential Theory and its applications to basic problems of Mathematical Physics*. New York: Frederick Ungar, [s. ed.], 1967.
- [58] HEISKANNEM, W. A.; MORITZ, H. *Physical Geodesy*. San Francisco : [s. e.], [s. ed.], 1967.
- [59] IAG, Comission V. Earth Tides. *Report on: Work Group on Tide-generating Potential (ICET)*, Brussels : 1997.
- [60] IAG, Comission X. EUREF. *Report on: Symposium of the IAG Subcomission for the European Reference Frame (EUREF)*, Astronomisch-Geodatische Arbeiten, Munchen : 56 1995.
- [61] IBGE, .-. SIRGAS. *Relatório final, Grupos de Trabalho I e II*, Diretoria de Geociências, Departamento de Geodésia, Rio de Janeiro : 1997.
- [62] IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. *Especificações e Normas Gerais para Levantamentos GPS*. IBGE/DGC, 1993.
- [63] IUGG/IAG. *Geodetic Reference System 1967*. Paris: Bureau Central de L'Association Internationale de Géodésie, 1a. ed., 1971.
- [64] JACHENS, R.C. *A experimental study of tidal gravity across the continental USA*. Columbia, 1971. Phd, Columbia University.
- [65] JENTZSCH, G. Earth Tides and Ocean Tidal Loading. *in: Lecture Notes in Earth Sciences.*, Karlsruhe : 66 145–171, 1997.
- [66] JOURDIN, F. et al. Some results of heterogeneous data inversion for oceanic tides. *Journal Geophysical Research*, v. 96, n. B12: 20.267–20.288, 1991.

- [67] KAKKURI, J.; POUTANEN, M. Geodetic Determination of the Surface Topography of the Baltic Sea. *in: Marine Geodesy*, Masala, Finland : n.20, 307–316, 1997.
- [68] KELLOG, O. D. *Foundations of Potential Theory*. New York: Dover, [s. ed.], 1953.
- [69] KUANG, S.; FIDIS, C.; THOMAS, F. Modeling of local Geoid with GPS and levelling: a case study. *in: Survey and Land Information System*, 56 02 75–88, 1996.
- [70] KUMAR, M. Development of a World Height System. *in: International Symposium on Marine Positioning - INSMAP94. International Partnership in Marine Positioning*, USA : pages 235–242, 1994.
- [71] KUSNIR, N.; KARNER, G. Dependence of the flexural rigidity of continental lithosphere on rheology and temperature. *Nature*, n. 316: 138–142, Agosto, 1985.
- [72] LACOMBE, H.; COSTEBEL, P. *La figure de la Terre: du XVIII siècle à l'ère spatiale*. Paris: Gauthier-Villars, pages 472, 1988.
- [73] LANG, H.; SACHER, M. Status and Results of the Adjustment and Enlargement of the United European Levelling Network (UELN-95). *in: Report of the EUREF Technical Working Group*, München : pages 86–95, 1995.
- [74] LONGMAN, I.M. A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads, 1, theory. *Journal Geophysical Research*, 67: 845–850, 1962.
- [75] LONGMAN, I.M. A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads, 2, computations and numerical results. *Journal Geophysical Research*, 68: 485–496, 1963.
- [76] LOVE, A.E.H. *Some problems of geodynamics*. New York: Dover, 1rst ed., page 180p. 1911.
- [77] LOVE, A.E.H. *A treatise on the mathematical theory of elasticity*. New York: Cambridge University Press-(reprinted by Dover in 1944), 4th ed., 1927.

- [78] LUZ, R.T. *A influência das ondas de alta e média frequência na observação do nível do mar para Aplicações Geodésicas*. Rio de Janeiro, 1996. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica), Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- [79] MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; HALLINAN, S. Análise da espessura elástica efetiva no segmento litosférico, Rio de la Plata - Dom Feliciano. *in: Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 1993.
- [80] MARONE, E. *Processamento e Análise de dados de Maré: Discurso dos Métodos*. Departamento de Oceanografia, 1991. Tese (Instituto Oceanográfico da USP, Universidade de São Paulo - USP).
- [81] Mc CARTHY, D.D. IERS Conventions 1996. *IERS Technical note*, 21: 1996.
- [82] MELCHIOR, P.; DE BECKER, M.A. A discussion of world-wide measurements of tidal gravity with respect to oceanic interactions, lithosphere heterogeneities, Earth's flattening and inertial forces. *Phys. Earth Planet. Int.*, n. 31: 27-53, 1983.
- [83] MELCHIOR, P.; DUCARME, B. Tidal gravity anomalies and tectonics. *in: 11th International Symposium on Earth Tides - 11th ISET.*, pages 11 p., 1989.
- [84] MELCHIOR, P.; FRANCIS, O. Comparison of recent ocean tide models using ground-based tidal gravity measurements. *Marine Geodesy*, 19 291-330, 1996.
- [85] MELCHIOR, P.; MOENS, M.; DUCARME, B. Computation of tidal gravity loading and attraction effects. *Bull. Obs. Marées Terr.*, IV, n. 5: 95-133, 1980.
- [86] MELCHIOR(a), P.; DUCARME, B. L'étude de phénomènes de marée gravimétric. *Géodynamique*, 4, 01: 3-14, 1989.
- [87] MELCHIOR(a), P. Les interactions des marées terrestres et des marées oceaniques. *Ann. Geophys.*, 37: 189-198, 1983.
- [88] MELCHIOR, P. *The tides of planet Earth*. Pergamon, 2nd. ed., page 641p. 1983.
- [89] MELCHIOR, P. et al. Interaction between oceanic and gravity tides, as analysed from world-wide Earth tide observation and ocean models. *Marine Geophysical Research*, n. 07: 77-91, 1984.

- [90] MELCHIOR, P. et al. TWTGP II (West Africa and South America). *Bull. Obs. Marées Terrestres*, ORB: 02, 132p., 1989.
- [91] MELCHIOR, P. et al. Tidal Gravity Measurements in Latin-America. *IAG/PAIGH - Symposia Proceedings*, pages 32p., 1991.
- [92] MOLODENSKY, S.M.; KRAMER, M.V. The influence of large scale horizontal inhomogeneities in the mantle on Earth tides. *Bull. (Izn.) Acad. Sci. URSS, Earth Phys.*, n. 16: 1-11, 1980.
- [93] MÔNICO, J.F.G.; SEGANTINE, P.C.L. ITRF:Definição, Realizações e Aplicações. *Cartografia e Cadastro*, n.05, 31-36, Dezembro, 1996.
- [94] MULARIE, W.M. (Director). World Geodetic System 1984. *in: NIMA: National Imagery and Mapping Agency.*, USA : Technical Report 8350.2, irregular, 1997.
- [95] N.J. FRANCO, A.S.; ROCK. Comparative accuracy of Fourier tidal analysis employing different time spans with reference to a Doodson analysis. *in: 2nd INTERNATIONAL OCEAN DEVELOPMENT CONFERENCE, Preprints.* Tokyo: 1972. Vol. 1, 189-210.
- [96] PESSOA, L.M.C. Avaliação de modelos geoidais na Bacia do Paraná. *in: Anais do 4o. CISBGf*, Rio de Janeiro/BR: v. 1: 123-126, Agosto, 1995.
- [97] RAPP, R.H. , et al. The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficients models. *in: Report no. 410. The Ohio State University.*, USA: Columbus page 26 1991.
- [98] RAPP, R.H. Tidal gravity computations based on recommendations of the Standard Earth Tide comitee. *IAG-BIM*, n. 89: 5814-5819, 1983.
- [99] ROBINSON, E.S. Tidal gravity, heat flow and upper crust. *Phys. Earth Planet. Int.*, n. 56: 181-185, 1989.
- [100] ROTHACHER, M.; MERVART, L. Bernese GPS Software Version 4.0. *Astronomical Institute University of Berne*, Berne 1996.
- [101] RYDELEK, P.A.; ZURN, W.; HINDERER, J. On tidal gravity, heat flow and lateral heterogeneities. *Phys. Earth Planet. Int.*, n. 68: 215-229, 1991.

- [102] SA, N.C. de , et al. Gravity map of Brazil: 1a representation of free-air and Bouguer anomalies. *in: Journal Geophysical Research.*, USA: B2, 98, 2187–2197, 1993.
- [103] SÁ, N.C.de. Testes sobre a Eficiência de Modelos Geopotenciais no Brasil. *in: 3o. Congresso Internacional da SBGf.*, São Paulo : 1993.
- [104] SÁ, N.C.de. Um Geóide para aplicações do GPS em Geociências. *in: 3o. Congresso Internacional da SBGf.*, São Paulo : 1993.
- [105] SCHWAB, S.S.; De FREITAS, S.R.C. Environmental Parameters Influence on Gravimetric Signal at Tidal Curitiba Station. *Proceedings on the Thirteenth International Symposium on Earth Tides*, Brussels: pages 419–427, July, 1997.
- [106] SCHWIDERSKI(a), E.W. On charting global ocean tides. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, n. 18: 243–268, 1980.
- [107] SCHWIDERSKI(b), E.W. Ocean tides, part I: Global ocean tidal equations; part II: A hydrodinamical interpolation model. *Marne Geodesy*, n. 03: 161–255, 1980.
- [108] SCHWIDERSKI, E.W. Application of the NSW Ocean Tide Models to interaction of oceanic and terrestrial tides. *in: 9th ISET*, New York: pages 419–430, 1983.
- [109] SCLATER, J.G.; JAUPART, C.; GALSON, D. Ocean and continents: similarities and differences in the mechanism of heat loss. *Rev. Geophys. Sp. Phys.*, v. 1, n. 18: 269–311, 1980.
- [110] SEEBER, Günter. *Sattelite Geodesy. Foundations, Methods and Applications*. New York: de Gruyter, 1. ed., 1993.
- [111] SMITH, A.J.E. , et al. Comparison between the harmonic and response methods of tidal analysis using TOPEX/POSEIDON altimetry. *in: Journal of Geodesy.*, USA : 71 695–703, May, 1997.
- [112] TORGE, W. *Geodesy*. Berlin: Walter de Gruyter, 1a. ed., 1980.
- [113] TSUN, F. Effect of solid Earth tides on precise levelling measurements. *IAG-BIM*, n. 101: 7030–7033, 1988.

- [114] VALLINA, A. Udias; RODRIGUES, J. Mezcuca. *Fundamentos de Geofísica*. Espanha : Alhambra S.A., 1. ed., 1986.
- [115] VAN TUYMBEKE, U. Reflexions on height networks and geoid modelling. *Cahiers du CEGS*, n. 2: 197–205, 1990.
- [116] VanDam, T.M.; BLEWITT, G.; HEFLIN, M.B. Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B12: 23.939–23.950, December 10, 1994.
- [117] VANICEK, P. , et al. The Canadian geoid. *in: Technical Report no. 129. University of New Brunswick.*, Fredericton : 129 123, 1987.
- [118] VANICEK, P.; KRAKIWSKY, E.J. *Geodesy: the concepts*. Fredericton: North-Holland Publishing, 2nd. ed., 1982.
- [119] VANICEK, P.; KRAKIWSKY, E.J. *Geodesy: the concepts*. Amsterdam: North-Holland, 4nd. ed., 1986.
- [120] VANICEK, P. The Earth Tides. *Lectures Notes*, Canadá 36 1973.
- [121] VARGA, P. Stresses in the Earth caused by Earth Tides and loading influences. *IAG-BIMR*, n. 83: 5312–5319, 1980.
- [122] WENZEL, H.G. Earth Tide Data Processing Package ETERNA 3.30: The nanogal Software. *Proceedings on the Thirteenth International Symposium on Earth Tides*, Brussels: pages 341–347, July, 1997.
- [123] YANSHIN, A.L. et al. Global distribution of tidal anomalies and an attempt of its geotectonical interpretation. *in: 10th ISET - Proceedings*, pages 739–755, 1986.
- [124] ZACATOV, P. S. *Curso de Geodésia Superior*. URSS : Mir, [s. ed.], 1981.
- [125] ZAHHEL, W. Ocean Tides. *in: Lecture Notes in Earth Sciences.*, Karlsruhe : 66 113–143, 1997.
- [126] ZILKOSKI, D.B., et al. Datum Definition Study for the North American Vertical Datum of 1988. *in: NOAA/National Geodetic Survey.*, USA: Rockville pages , 1991.

- [127] ZILKOSKI, D.B., et al. Special Report on Results of the general adjustment of the North-American vertical Datum of 1988. *in: Survey and Land Information System.*, USA : 52 03 133–149, 1992.
- [128] ZILKOSKI, D.B., et al. History of U.S. National Geodetic Vertical Datums. *in: International Symposium on Marine Positioning - INSMAP94. International Partnership in Marine Positioning.*, USA : pages 272–287, 1994.
- [129] ZUBER, M.T.; BECHTEL, T.D.; FORSYTH, D.W. Effective elastic thickness of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, n. B7: 9.353–9.367, 1989.

APÊNDICE A

INTRODUÇÃO ÀS MARÉS TERRESTRES

A Terra, a Lua e o Sol participam de um processo gravitacional interativo do qual resultam esforços diferenciais significativos desde o interior até as porções mais superficiais de nosso planeta.

A massa da Terra provoca uma atração gravitacional sobre os pontos em sua superfície, enquanto, sob o efeito do movimento de rotação, estes também estão sujeitos à ação da força centrífuga. O efeito conjunto destas forças define a *força da gravidade* nestes pontos. A amplitude deste vetor representa a intensidade da gravidade em cada um dos pontos considerados.

A parcela de forças relativa ao processo gravitacional entre a Terra, Lua e o Sol, é o conhecido fenômeno da *atração luni-solar*. Esta atração, exercida sobre a Terra, em sua maior magnitude pela Lua, é a causa do fenômeno das marés.

As variações de posição do Sol e da Lua modificam suas distâncias em relação a Terra, produzindo uma alteração na gravidade. Este fenômeno é conhecido como *força de maré* e a ação desta força em cada porção elementar do planeta, causa deformações com características visco-elásticas, variáveis no espaço e no tempo. O fenômeno, quando considerados os efeitos sobre as porções sólidas denomina-se *maré terrestre* ou sólida; quando considerados os efeitos sobre as porções líquidas exteriores denomina-se *maré oceânica*; e, quando considerados os efeitos sobre a atmosfera denomina-se *maré atmosférica*.

O fenômeno das marés é um fenômeno integrado desde o interior até a superfície terrestre; por esta razão, a força de maré provoca sobre o globo terrestre uma alteração em sua forma, variando tanto a intensidade como a direção do vetor gravidade.

As marés terrestres apresentam três formas distintas de atuação segundo suas três componentes: a componente vertical denomina-se *maré gravimétrica*; a componente horizontal recebe a denominação de *maré extensométrica*, enquanto a terceira componente, que produz inclinação na vertical local, denomina-se *maré clinométrica*.

A mensuração das marés gravimétricas tem crescido de importância nos últimos anos, principalmente em função da precisão dos métodos geodésicos, onde os aspectos geodinâmicos estão assumindo grande destaque. Atualmente tem-se conhecimento que os deslocamentos crustais e a flexão diferencial causados pelo efeito das marés, são de importância fundamental no posicionamento geodésico, principalmente sobre bases longas (GPS), no nivelamento geodésico de precisão e na gravimetria.

Para o estudo das marés terrestres é necessário o estabelecimento de modelos estruturais para a Terra e a realização de medidas gravimétricas, utilizando-se os gravímetros. Definido o modelo, é possível estudar e estimar a resposta da Terra aos esforços (*maré teórica*). Do desenvolvimento do potencial de maré, normalmente via harmônicos esféricos, são obtidas as componentes espectrais periódicas dos esforços e a predição das respostas. Os valores calculados das amplitudes e fases teóricas são posteriormente comparados com os valores observados, resultando os parâmetros reológicos da Terra real para a estação de observação. Em particular para as aplicações geodésicas, é de interesse o *fator gravimétrico observado: relação entre a amplitude da maré observada e aquela predita para um modelo de Terra rígida*.

Uma revisão bibliográfica pertinente aponta para a necessidade de se considerar a influência das marés terrestres nas mensurações geodésicas. Particularmente, nas grandezas afetadas pela variação temporal do campo da gravidade, da inclinação de suas superfícies equipotenciais e deformações produzidas nas camadas mais superficiais, a influência das marés terrestres não pode ser desconsiderada. Implicações devido às marés terrestres têm sido detectadas, discutidas e comprovadas na Astronomia, Geodésia, Dinâmica Espacial, Hidrologia, Reologia, entre outros.

Em Astronomia, o efeito das marés terrestres é verificado em todas as observações fundamentais. As variações da direção da vertical dos pontos da superfície terrestre, de natureza periódica, afetam a latitude e longitude astronômica. Além disso, as deformações sofridas pela Terra produzem uma variação em seu momento principal de inércia, alterando a precessão e a nutação e, conseqüentemente, a intensidade e direção da velocidade de rotação.

Na Geodésia, as medidas de alta precisão como o nivelamento, o posicionamento relativo entre bases longas e levantamentos gravimétricos, são periodicamente afetadas pelas marés terrestres.

Na Dinâmica Espacial, face à alteração do potencial terrestre devido a redistribuição das massas, as órbitas dos satélites artificiais sofrem também perturbações.

Do ponto de vista geodinâmico, o efeito das marés terrestres é agravado quando se considera também o efeito das marés oceânicas, que causam perturbações acentuadas em estações costeiras. Tais perturbações, visivelmente observadas em estações gravimétricas, dependem de fatores como distância estação-oceano, espessura da litosfera, características reológicas do extrato, etc. As superfícies eqüipotenciais do campo da gravidade sofrem deformações devido ao movimento periódico das águas oceânicas. Além disso, este movimento pressiona a litosfera, deformando-a; como consequência, há uma natural redistribuição de massas provocando o deslocamento radial do ponto e a variação do potencial. Este fenômeno é conhecido por *efeito indireto* e foi estudado no Capítulo 2.

Na hipótese de uma Terra rígida (não sujeita à deformações), a força de maré produziria apenas uma variação no potencial da gravidade. Este efeito provocaria uma variação máxima da gravidade, da ordem de $250\mu Gal$. Para um corpo deformável, caso da Terra real, somam-se outros efeitos em função da redistribuição das massas. Assim, as deformações produzidas podem alcançar valores da ordem de 50 cm na direção vertical e 15 cm na direção horizontal, além da inclinação da vertical que pode chegar a $0,1''$.

No âmbito do presente estudo, são abordados, particularmente, os efeitos da componente vertical das marés terrestres, associados ao efeito indireto dos oceanos nas três estações do perfil multiparamétrico.

A.1 Força de maré: Terra sólida e rígida

Seja a Terra, considerada sólida e rígida, e a Lua, interagindo gravitacionalmente. Sejam

- O centro de gravidade da Terra;
- p ponto sobre a superfície terrestre;
- a distância entre os centros de gravidade da Terra e da Lua;
- r distância do ponto p ao centro de gravidade da Lua;
- M massa da Lua.

De acordo com a lei da gravitação universal, a atração exercida pela Lua sobre uma partícula de massa unitária situada sobre os pontos \mathbf{O} e \mathbf{p} será, respectivamente:

$$\vec{F}_O = \frac{GM}{a^2} \frac{\vec{a}}{a} \quad \text{e} \quad \vec{F}_p = \frac{GM}{r^2} \frac{\vec{a}}{a} \quad (\text{A.1})$$

Define-se *força de maré* como sendo a diferença entre

$$\vec{F}_M = \vec{F}_p - \vec{F}_O \quad (\text{A.2})$$

Apesar de estarmos considerando aqui somente a ação gravitacional da Lua, a ação sobre a Terra é exercida conjuntamente por todos os corpos celestes.

A decomposição da força de maré F_M em suas componentes horizontal e vertical, resulta:

$$F_M^h = GM \left(\frac{\text{sen}Z_1}{r^2} - \frac{\text{sen}Z}{a^2} \right) \quad \text{e} \quad F_M^v = GM \left(\frac{\text{cos}Z_1}{r^2} - \frac{\text{cos}Z}{a^2} \right) \quad (\text{A.3})$$

onde Z e Z_1 são as distâncias zenitais geocêntrica e topocêntrica do astro perturbador, respectivamente.

Manipulando algebricamente a componente vertical das expressões (A.3) com relação às funções *seno* e *coseno*, pode-se reescrevê-la assim

$$F_M^v = GM \left[(a \text{cos}Z - R)r^{-3} - \frac{\text{cos}Z}{a^2} \right] \quad (\text{A.4})$$

Lembrando que a função $\frac{1}{r}$ pode ser escrita em função dos Polinômios de Legendre: $r^{-1} = \frac{1}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{a}\right)^n P_n(\text{cos}Z)$ e como $R \ll a$ e considerando ainda a relação: $(3\text{cos}^2Z - 1) = \frac{3}{2}(\text{cos}2Z + \frac{1}{3})$, após algumas manipulações algébricas chega-se a expressão final da componente vertical da força de maré:

$$F_M^v = \frac{3}{2}GM \frac{R}{a^3} \left(\text{cos}2Z + \frac{1}{3} \right) \quad (\text{A.5})$$

Com procedimento análogo chega-se à componente horizontal da força de maré:

$$F_M^h = \frac{3}{2}GM \frac{R}{a^3} (\text{sen}2Z) \quad (\text{A.6})$$

A.2 Potencial de maré: Terra sólida e rígida

Os potenciais de atração nos pontos \mathbf{p} e \mathbf{O} devido a massa \mathbf{M} , podem ser escritos como

$$V_p = \frac{GM}{r} \quad \text{e} \quad V_O = \frac{GM}{a} \quad (\text{A.7})$$

O potencial de maré ΔW é definido como a diferença entre os potenciais de atração em \mathbf{p} e \mathbf{O} , respectivamente; assim

$$\Delta W = V_p - V_O \quad (\text{A.8})$$

A exemplo da força de maré, o potencial de atração também pode ser representado em função dos Polinômios de Legendre, que desenvolvido para $n=2$ e lembrando que: $P_0(\cos Z) = 1$, $P_1(\cos Z) = \cos Z$ e $P_2(\cos Z) = \left(\frac{3}{2}\cos^2 Z - \frac{1}{2}\right)$, após algum algebrismo chega-se a seguinte expressão para o potencial de maré:

$$\Delta W = \frac{GM R}{a^2} \cos Z + \frac{GM R^2}{a^3} \left(\frac{3}{2}\cos^2 Z - \frac{1}{2}\right) \quad (\text{A.9})$$

A expressão (A.9) pode ser escrita genericamente como:

$$\Delta W = \Delta W_1 + \Delta W_2 + \dots \quad (\text{A.10})$$

O primeiro termo da (A.10) representa uma força produzida por \mathbf{M} sobre uma massa unitária, cuja direção e sentido é de \mathbf{O} para L . Como a Terra se move em torno do centro de gravidade do sistema Terra-astro perturbador, a partícula de massa unitária em \mathbf{O} fica animada por uma força de módulo constante e igual $\frac{GM}{a^2}$, porém de sentido contrário à ΔW_1 , neutralizando portanto, o potencial de maré em \mathbf{O} . Com isso, o potencial de maré é representado a partir do termo de segunda ordem:

$$\Delta W = \frac{GM R^2}{a^3} \left(\frac{3}{2}\cos^2 Z - \frac{1}{2}\right) + \dots = \frac{GM}{a} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{R}{a}\right)^n P_n(\cos Z) \quad (\text{A.11})$$

ou

$$\Delta W_2 = \frac{GM R^2}{2a^3} (3\cos^2 Z - 1) \quad p/n = 2 \quad (\text{A.12})$$

ou

$$\Delta W_3 = \frac{GM R^3}{2a^4} (5\cos^2 Z - 3\cos Z) \quad p/n = 3 \quad (\text{A.13})$$

e assim sucessivamente.

A.3 Potencial de maré expresso em harmônicos esféricos

É conveniente expressar a posição de um ponto da superfície da Terra, onde deseje-se conhecer o potencial de maré, em função de suas coordenadas geodésicas (ϕ, λ) , e

a posição do astro perturbador em termos de suas coordenadas equatoriais (α, δ) . A fórmula dos quatro elementos fornece a distância zenital do astro perturbador:

$$\cos Z = \sin \phi \sin \delta - \cos \phi \cos \delta \cos H(p) \quad (\text{A.14})$$

O ângulo horário local de \mathbf{p} é dado por:

$$H(p) = H - \lambda(p) = \omega t - \alpha - \lambda(p) \quad (\text{A.15})$$

onde:

H ângulo horário do astro perturbador;

t hora sideral do meridiano origem;

ω velocidade angular da Terra;

λ longitude local de \mathbf{p} .

Reescrevendo a (A.12) sob a forma

$$\Delta W_2 = \frac{3GM R^2}{2a^3} \left(\cos^2 Z - \frac{1}{3} \right) \quad (\text{A.16})$$

e efetuando algumas manipulações algébricas na (A.14), que resulta em

$$\begin{aligned} \cos^2 Z - \frac{1}{3} &= \frac{1}{2} \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2H(p) + \frac{1}{2} \sin 2\phi \sin 2\delta \cos H(p) + \\ &+ \frac{3}{2} \left(\sin^2 \phi - \frac{1}{3} \right) \left(\sin^2 \delta - \frac{1}{3} \right). \end{aligned}$$

Substituindo esta última na (A.16), o potencial de maré para o grau 2, resulta:

$$\Delta W_2 = \frac{3}{4} GM \frac{R^2}{a^3} \begin{cases} \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2H(p) & (\text{sectorial}) \\ + \sin 2\phi \sin 2\delta \cos H(p) & (\text{tesseral}) \\ + 3(\sin^2 \phi - \frac{1}{3})(\sin^2 \delta - \frac{1}{3}) & (\text{zonal}) \end{cases}$$

De acordo com (de Freitas, 1993), cada um destes harmônicos apresenta característica própria quanto à correspondência com as principais ondas do espectro das marés terrestres, produzindo efeitos distintos sobre a Terra. Os harmônicos *sectoriais* correspondem ao espectro de ondas *semi-diurnas* ($f/2H(p)$), apresentando *amplitude máxima* no equador ($\phi = 0$) quando a declinação do astro perturbador é igual a zero, e *nula* nos pólos para qualquer valor da declinação. Os harmônicos *tesserais* correspondem ao espectro de ondas *diurnas* ($f/H(p)$); apresentam amplitude *nula* no equador e

nos pólos e *máxima* para $\phi = 45^\circ$, quando a declinação do astro perturbador é máxima. Quanto aos harmônicos *zonais*, estes correspondem ao espectro de ondas de longo período, variando em um ponto apenas em função da declinação. No caso de ser a Lua o astro perturbador, o período é de 14 dias e sendo o Sol, o período é de 6 meses. A partir da expressão do potencial gerador de maré são calculadas as amplitudes teóricas de maré, cujos desenvolvimentos possuem um grande número de componentes, conforme foi visto no Capítulo 2.

A.4 Potencial de maré: Terra deformável

O estudo até aqui realizado diz respeito a uma Terra sólida e rígida. No entanto, a Terra é deformável, apresentando características parcialmente elásticas. Esta condição de corpo deformável faz com que a Terra sofra deformações sob os esforços da força de maré.

Diante destas considerações, o potencial de maré em um ponto \mathbf{p} da superfície terrestre passa a ser constituído de três parcelas:

$$\Delta W_p^T = \Delta W_p + \Delta W_{RM} + \Delta W_{Des} \quad (\text{A.17})$$

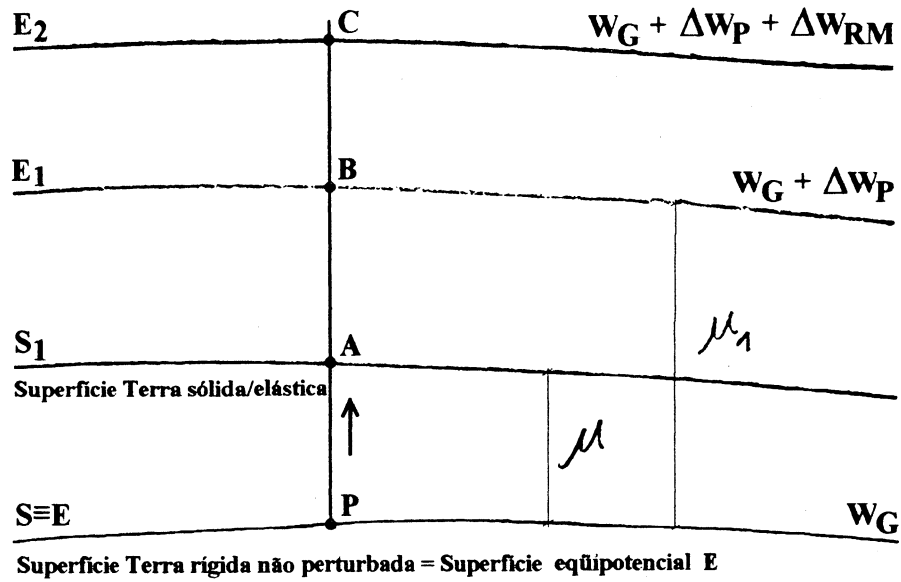
onde:

- ΔW_p^T potencial de maré total atuante no ponto \mathbf{p} ;
- ΔW_p potencial de maré da Terra sólida dada pela equação (A.12);
- ΔW_{RM} variação do potencial de maré face à distribuição de massas; a Terra elástica se deforma em resposta à perturbação luni-solar;
- ΔW_{Des} variação do potencial de maré devido ao deslocamento do ponto \mathbf{p} .

A Figura (A.1) ilustra de forma esquemática a resposta da Terra sólida e elástica à ação da força de maré. O ponto \mathbf{p} pertence à superfície S da Terra rígida (não perturbada) que coincide com a superfície equipotencial E .

O potencial de maré ΔW_p provoca na Terra sólida deformável o surgimento de uma nova superfície equipotencial E_1 , separada por uma distância μ_1 de S ; devido as características elásticas da deformação da superfície terrestre, o ponto \mathbf{p} desloca-se para a posição A da superfície S_1 . A deformação produzida por ΔW_p na Terra não rígida provoca uma redistribuição das massas, acarretando uma variação do potencial (ΔW_{RM}) em \mathbf{p} , gerando a equipotencial E_2 . O deslocamento do ponto \mathbf{p} em função de

Figura A.1: Resposta da Terra sólida e elástica à força de maré.



ΔW_p produz a variação de potencial ΔW_{Des} . Como o ponto p se desloca, afastando-se do centro da Terra, então ΔW_{Des} é negativo. Quanto a parcela ΔW_{RM} , esta representa um potencial adicional positivo, pois é devido a presença do astro perturbador.

A obtenção do geopotencial total em um ponto da superfície da Terra sólida, elástica e perturbada se dá através da expressão:

$$W^T = \Delta W_p + \Delta W_{RM} - \Delta W_{Des} \quad (A.18)$$

APÊNDICE B

CONSIDERAÇÕES SOBRE OS NÚMEROS DE LOVE

B.1 Definição dos números de Love

A medida das marés terrestres é realizada indiretamente através da observação da gravidade na superfície terrestre, da observação da extensão da deformação na crosta e das inclinações da vertical local. Evidentemente, todas as evidências passíveis de mensuração estão concentradas na superfície externa da Terra ou próximas a esta. Desta forma, a metodologia empregada para a descrição das deformações é desenvolvida em termos dos carregamentos e respostas superficiais.

A determinação das relações esforço/deformação através do corpo terrestre, em função de esforços e carregamentos específicos, pode partir da formulação das deformações elásticas. Para tal, as condições iniciais a serem observadas são:

- continuidade das deformações e dos esforços através das superfícies limites;
- anulação dos esforços nas superfícies livres;
- continuidade do potencial através dos limites, e
- no interior da Terra deve ser satisfeita a equação de Poisson: $\Delta V = -4\pi G\rho$, sendo V o geopotencial, G a constante gravitacional e ρ a densidade.

Love (1927), na tentativa de descrever as deformações produzidas por um potencial harmônico, considerou a Terra inicialmente em equilíbrio hidrostático, impondo ainda a simetria esférica e desprezando os efeitos da rotação. As deformações são consideradas dentro da faixa de resposta elástica, isto é, lineares no desenvolvimento.

As deformações de grau n , produzidas pelas componentes harmônicas de grau n do potencial perturbador, são representadas por seis equações diferenciais que denotam os

fatores intervenientes relacionados com os deslocamentos, esforços e perturbações no potencial da gravidade. Estas equações têm a forma

$$\frac{dY_i^n}{dr} = a_{ij}Y_j^n \quad (\text{B.1})$$

onde os índices $i=1$ e 2 relacionam-se com o deslocamento e esforço radial, respectivamente; $i=3$ e 4 relacionam-se com o deslocamento e esforço tangencial, e $i=5$ e 6 relacionam-se com a perturbação do potencial e seu gradiente. Os fatores a_{ij} são funções do parâmetro de Lamé $\lambda(R)$, da rigidez ou módulo de cisalhamento $\mu(R)$, da densidade $\rho(R)$, da gravidade $g(R)$, de n e da frequência da perturbação f .

Para a análise das interações das marés terrestres com o corpo planetário, são de interesse os chamados *Números de Love de grau n* , associados às componentes harmônicas de grau n do potencial de maré:

$$H_n = Y_1^n(R) \quad (\text{B.2})$$

relacionado com o deslocamento radial,

$$L_n = Y_3^n(R) \quad (\text{B.3})$$

relacionado com o deslocamento tangencial, e

$$K_n = Y_5^n(R) \quad (\text{B.4})$$

associado à variação do geopotencial devido ao potencial de maré.

A partir da formulação de Love e em função do potencial de maré ΔW_n produzido pelo astro perturbador, tais números podem ser definidos como as relações do potencial com as deformações observadas, ou seja

$$u_r = \sum_{n=2}^{\infty} H_n(R) \frac{\Delta W_n}{g} \quad (\text{B.5})$$

para o deslocamento radial,

$$u_\phi = \frac{1}{g} \sum_{n=2}^{\infty} K_n(R) \frac{\partial \Delta W_n}{\partial \phi} \quad (\text{B.6})$$

para o deslocamento ao longo do meridiano, e

$$u_\lambda = \frac{1}{g} \sum_{n=2}^{\infty} L_n(R) \frac{\partial \Delta W_n}{\cos \phi \partial \lambda} \quad (\text{B.7})$$

para o deslocamento ao longo do primeiro vertical.

O número $K_n(R)$ é obtido da expressão

$$\Delta V_n = \sum_{n=2}^{\infty} K_n(R) \Delta W_n \quad (\text{B.8})$$

a qual relaciona o potencial de maré produzido pelo astro perturbador ΔW_n e a variação observada do potencial terrestre ΔV_n .

Os três números de Love, $H(R)$, $K(R)$ e $L(R)$ são usualmente expressos como h_n , k_n e l_n . Existem soluções analíticas para esses números apenas para alguns modelos mais simples de Terra, como o modelo de Kelvin: esfera elástica, homogênea e incompressível, cujas propriedades médias são as mesmas da Terra real. Love determinou para este modelo os valores

$$h_n = \frac{(2n+1)}{2(n-1)(1+\tilde{\mu})} \quad (\text{B.9})$$

$$k_n = \frac{3}{2(n-1)(1+\tilde{\mu})} \quad (\text{B.10})$$

e

$$l_n = \frac{3}{2n(n-1)(1+\tilde{\mu})} \quad (\text{B.11})$$

sendo $\tilde{\mu}$ a rigidez normalizada fornecida por:

$$\tilde{\mu} = \frac{\mu \frac{(2n^2+4n+3)}{n}}{\rho g R}$$

B.2 Potencial de maré em função dos Números de Love

Os dois parâmetros de elasticidade da Terra, introduzidos por Love em 1909 (Love, 1911), conhecidos por números de Love \mathbf{h} e \mathbf{k} , permitem a visualização do fenômeno da deformação produzida por um potencial.

Sob a ação do potencial de maré ΔW_p da Terra sólida e rígida ocorre a deformação radial μ_1 , de modo que a equipotencial E desloca-se para E_1 [Figura (A.1)]; assim, de acordo com (Vanicek, 1973) pode-se escrever:

$$\Delta W_p = g \mu_1 \quad \mu_1 = \frac{\Delta W_p}{g} \quad (\text{B.12})$$

Entretanto, a superfície física da Terra sólida e elástica sofre uma deformação radial μ diferente de μ_1 , em relação à superfície $S \equiv E$, devido ao potencial ΔW_{Des} , que

desloca o ponto p para a posição A ; pode-se então escrever:

$$\Delta W_{Des} = g \mu \quad \mu = \frac{\Delta W_{Des}}{g} \quad (\text{B.13})$$

Relacionando-se as duas deformações μ e μ_1 , obtêm-se o primeiro número de Love h :

$$h = \frac{\mu}{\mu_1} \quad h = \frac{\Delta W_{Des}}{\Delta W_p} \quad \Delta W_{Des} = h \Delta W_p \quad (\text{B.14})$$

Da relação entre os potenciais ΔW_p e ΔW_{RM} surge o segundo número de Love k :

$$k = \frac{\Delta W_{RM}}{\Delta W_p} \quad \Delta W_{RM} = k \Delta W_p \quad (\text{B.15})$$

Desta forma, o potencial de maré dado pela (A.18) pode ser escrito em função dos dois números de Love acima:

$$\Delta W_p^T = \Delta W_p + k \Delta W_p - h \Delta W_p, \quad (\text{B.16})$$

$$\Delta W_p^T = \Delta W_p(1 - h + k). \quad (\text{B.17})$$

B.2.1 Fator gravimétrico

Considerando a expressão (A.18) e diferenciando-a em relação a R , vem

$$\frac{\partial}{\partial R} \Delta W_p^T = \frac{\partial}{\partial R} \Delta W_p + \frac{\partial}{\partial R} \Delta W_{RM} - \frac{\partial}{\partial R} \Delta W_{Des} \quad (\text{B.18})$$

mas,

$$\frac{\partial}{\partial R} \Delta W_p^T = -\Delta g.$$

Em (Grotten, 1980) demonstra-se que

$$\Delta W_{Des} \propto \frac{1}{R^2} \quad \text{e} \quad \Delta W_{RM} \propto \frac{1}{R^3}.$$

Diferenciando as expressões acima e escrevendo-as em função dos números de Love resulta

$$-\Delta g = -(1 + h - \frac{3}{2}k) \frac{2}{R} \Delta W_p \quad (\text{B.19})$$

onde o termo

$$\delta = -(1 + h - \frac{3}{2}k) \quad (\text{B.20})$$

é denominado **fator gravimétrico** δ .

Genericamente o *fator gravimétrico de grau n* pode ser representado pela expressão:

$$\delta_n = 1 + 2\frac{h}{n} - k\frac{(n+1)}{n} \quad p/n = 2, 3, \dots \quad (\text{B.21})$$

Para valores nominais dos números de Love (aqueles definidos em função do modelo adotado), o valor $\delta_n \approx \delta_2$ é **1,16**. Isto implica numa amplificação do efeito da maré na direção vertical, em relação àquele previsto para uma Terra rígida.

A variação da gravidade na superfície, considerada a sua deformação, é fornecida pela (B.19), que reescrevemos de uma forma genérica:

$$\Delta g(R) = -\delta_n \frac{n}{R} \Delta W_n(R)$$

Mas como interpretar o significado do fator gravimétrico? O entendimento vem do fato que a relação entre a amplitude da maré observada (\vec{A}) (esforço na Terra deformável) e aquela predita para um modelo de Terra rígida é denominado *fator gravimétrico observado* δ_{obs} . No domínio das freqüências, δ_{obs} é definido como sendo a *função de transferência entre a componente da força de maré gravimétrica em um ponto da Terra e as variações da maré gravimétrica medidas por um gravímetro no mesmo ponto*. A relação entre a amplitude de maré predita (\vec{R}) para um modelo estrutural de Terra e a da Terra rígida, denomina-se *fator gravimétrico teórico ou predito* δ_{teo} . A predição das marés terrestres é efetuada em duas fases: na primeira, é determinada a função de transferência ou resposta de um determinado modelo de Terra, isto é, são determinados os números de Love correspondentes à um potencial externo de maré, considerando um determinado espectro de freqüências; na segunda etapa, é realizada a convolução destes resultados com o potencial de maré, determinado com grande precisão pela Mecânica Celeste. Do resultado desta seqüência de operações, determina-se a *maré teórica*.

B.2.2 Fator extensométrico

A observação da latitude e longitude astronômicas também é afetada pelo potencial perturbador, uma vez que estas grandezas estão associadas com a vertical do observador e com a posição instantânea do eixo de rotação da Terra. A variação nas coordenadas astronômicas observadas pode ser descrita em termos dos mesmos efeitos associados com a deflexão da vertical e adicionalmente pelo deslocamento tangencial na superfície.

Então, a variação da latitude astronômica observada pode ser expressa como

$$\Delta\phi = \frac{1}{gR}(1 + k_n - l_n) \frac{\partial}{\partial\phi} \Delta W_n$$

e para a longitude

$$\Delta\lambda = \frac{1}{gR \cos\phi}(1 + k_n - l_n) \frac{\partial}{\partial\lambda} \Delta W_n$$

Denomina-se **fator extensométrico** de grau n o número

$$\Lambda_n = 1 + k_n - l_n \quad (\text{B.22})$$

Para valores nominais dos números de Love, $\Lambda \approx \Lambda_2$ é **1,22**. Isto implica numa amplificação no efeito horizontal das marés sobre a superfície.

B.2.3 Fator clinométrico

A deflexão da vertical em relação à superfície da Terra é descrita como sendo composta de três efeitos distintos:

- a deflexão das superfícies equipotenciais pela atração gravitacional direta;
- a modificação do potencial da Terra pela redistribuição interna de massas; e,
- a deformação da superfície física da Terra.

As componentes meridiana e primeiro vertical da inclinação produzida na superfície e ao longo de um meridiano, podem ser expressas como:

$$\xi_n = \frac{1}{gR}(1 - h_n + k_n) \frac{\partial}{\partial\phi} \Delta W_n$$

$$\eta_n = \frac{1}{gR \cos\phi}(1 - h_n + k_n) \frac{\partial}{\partial\lambda} \Delta W_n$$

Denomina-se **fator clinométrico** de grau n , o número

$$\gamma_n = 1 - h_n + k_n \quad (\text{B.23})$$

Para valores nominais dos números de Love, $\gamma \approx \gamma_2$ é **0,68**. Isto implica em uma atenuação na inclinação da vertical em relação àquela prevista para uma Terra rígida.

B.3 Números de Love de Sobrecarga

Além das forças distribuídas na Terra, cujos efeitos são integrados em todo o seu volume e descritos pelos números de Love h , k e l , existem outros efeitos que apresentam carregamentos específicos em diferentes estratos da Terra, os quais produzem também alterações no potencial e redistribuição de massas.

Enquanto os números de Love são reservados para descrever as deformações produzidas por esforços que se estendem por todo o volume do planeta, como é o caso do fenômeno de maré, as deformações por carregamentos específicos sobre a superfície externa da Terra, como é o caso do efeito da maré oceânica, pressão atmosférica, carregamentos glaciais, etc., são descritos pelos números de Love de sobrecarga h' , k' e l' . São também definidos os números de Love de cisalhamento h'' , k'' e l'' , os quais estão associados com as deformações esferoidais. Os números de Love sempre constituem um conjunto de nove números, dos quais somente seis são independentes: h_n , k_n , l_n , h'_n , l'_n e l''_n . Relações entre estes números foram estabelecidas, independentemente, por diversos autores, as quais podem ser apresentadas na forma:

$$k'_n = k_n - h_n$$

$$k''_n = l_n = h''_n + l'_n$$

$$h''_n = l_n - l'_n = k''_n - l'_n$$

APÊNDICE C

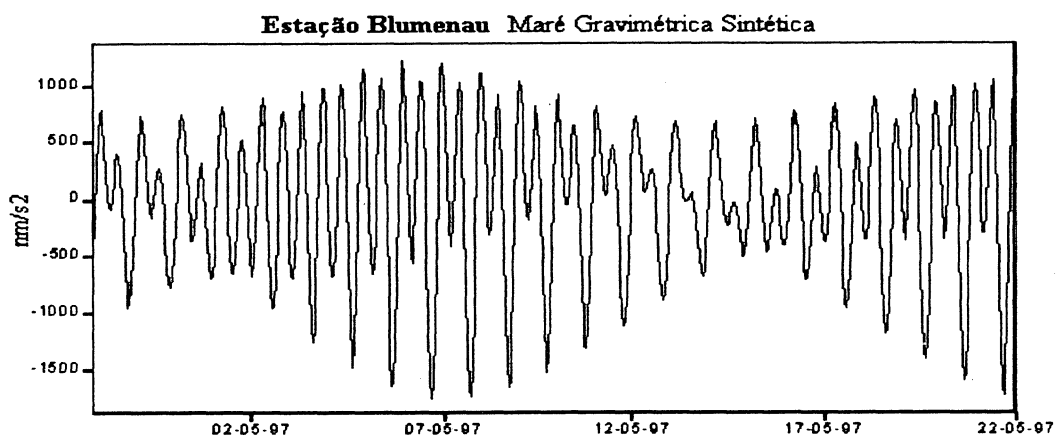
OUTROS RESULTADOS DO EXPERIMENTO MULTIPARAMÉTRICO

C.1 Maré gravimétrica

C.1.1 Estação BLU0

Para a estação Blumenau, os resultados encontrados para a maré gravimétrica são mostrados nos gráficos das Figuras (C.1), (C.2).

Figura C.1: Blumenau: maré gravimétrica sintética.

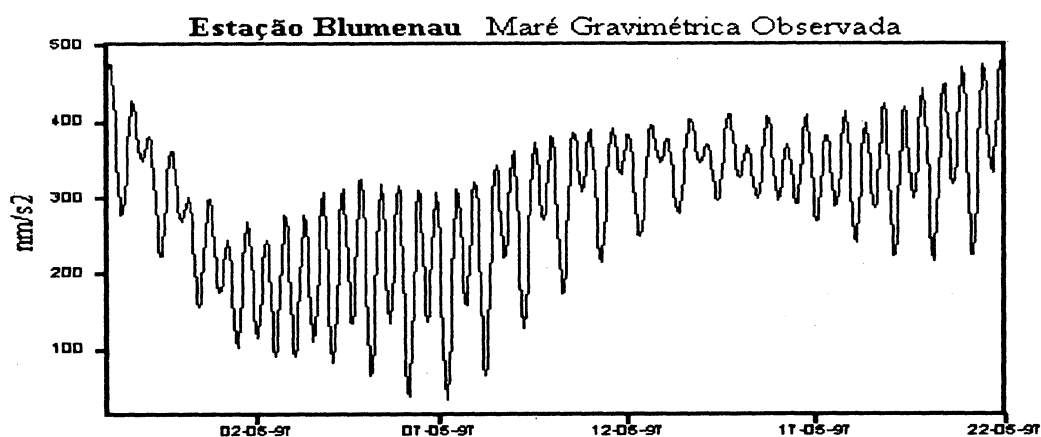


Como pode ser observado pela análise visual da Figura (C.2), os dados da maré gravimétrica observada na estação não foram corrigidos do "drift" e também do efeito da pressão atmosférica.

C.1.2 Estação fundamental de marés terrestres de Curitiba

Com a queima do circuito integrador do gravímetro em virtude de uma descarga elétrica na estação fundamental de marés terrestres, não foi possível realizar a coleta dos

Figura C.2: Blumenau: maré gravimétrica observada.



dados de maré gravimétrica. Entretanto, foram utilizados neste trabalho os parâmetros de maré gravimétrica já determinados em experimentos anteriores, tendo em vista a longa série de observações conduzidas na estação desde sua implantação.

C.2 Efeito indireto dos oceanos

C.2.1 Estação BLU0

Para a estação Blumenau, o efeito indireto dos oceanos calculado para os cinco modelos, estão representados pelas Figuras (C.3), (C.4), (C.5), (C.6) e (C.7).

Figura C.3: Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: Schwiderski 1980

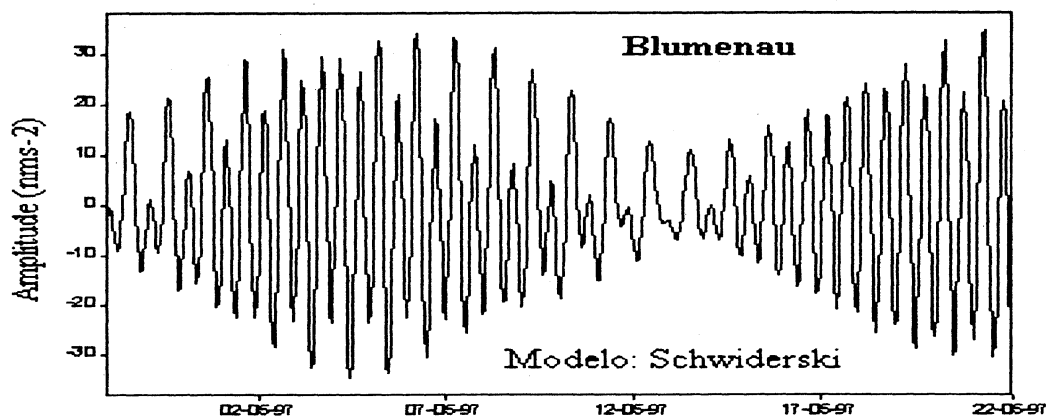


Figura C.4: Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: CSR3.0

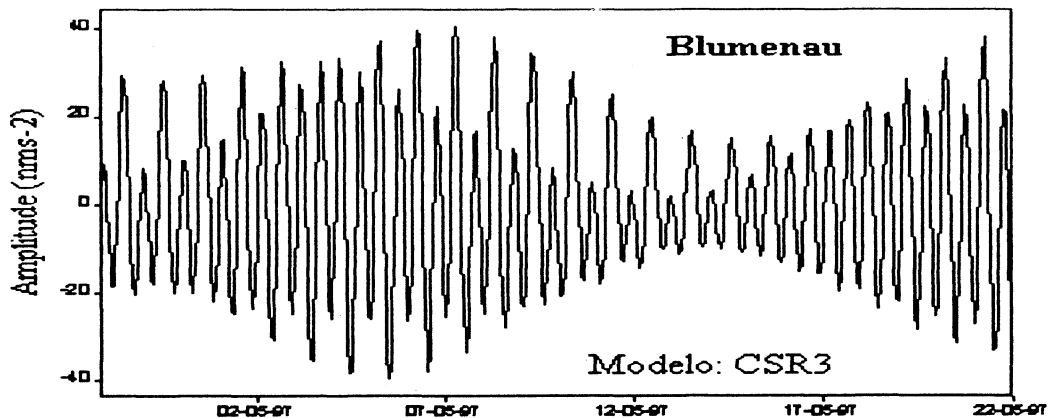
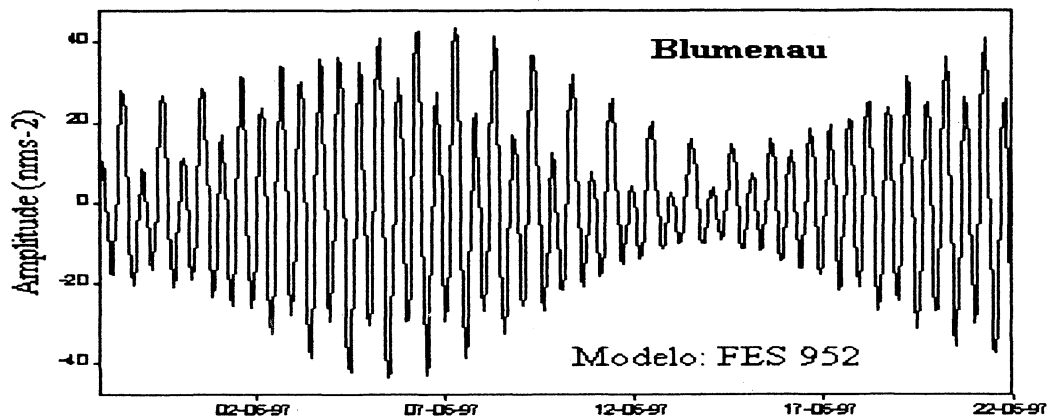


Figura C.5: Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: FES952



C.2.2 Estação Fundamental de Maré Terrestre de Curitiba

Da mesma forma, o efeito indireto dos oceanos foi calculado para a estação Curitiba cujos resultados estão representados pelas Figuras (C.8), (C.9), (C.10), (C.11) e (C.12).

C.3 Variações GPS

C.3.1 Estação BLU0

Os resultados das variações na altitude GPS na estação BLU0, tendo como referência a estação RBMC/PARA, são mostrados no gráfico da Figura (C.13).

Da mesma forma, os resultados encontrados tomando como base as estações

Figura C.6: Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: ORI

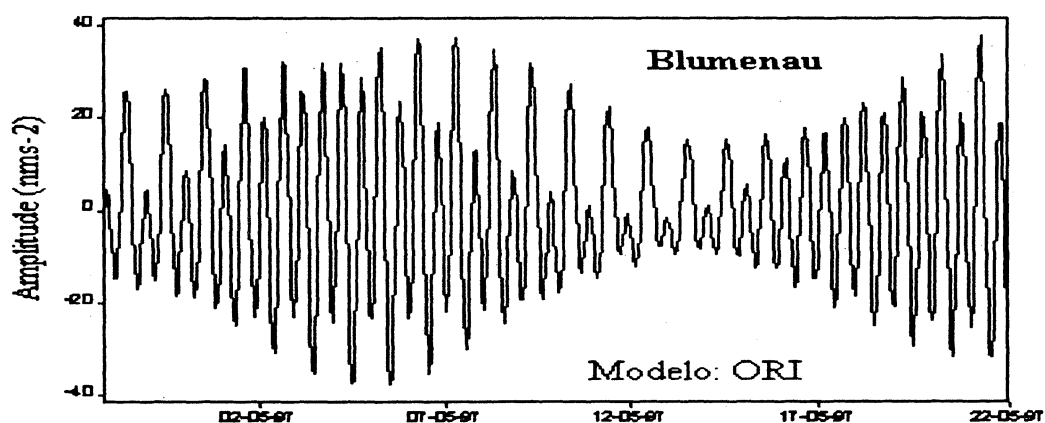
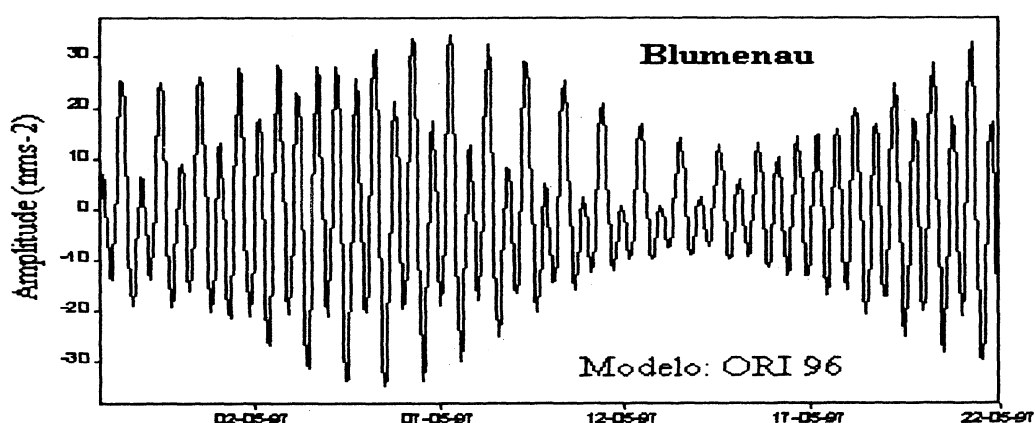


Figura C.7: Blumenau: Efeito Indireto. Modelo: ORI96



IGS/BRAZ e IGS/SANT, são mostrados nos gráficos das Figuras (C.17) e (C.18).

Objetivando testar a eficiência do modelo teórico de correção de maré terrestre (Standards, 1992-IERS), os dados foram reprocessados sem a rotina de correção de maré. Os resultados encontrados para a estação BLU0, tomando como base as estações RBMC/PARA, IGS/BRAZ e IGS/SANT, estão sintetizados nos gráficos das Figuras (C.16), (C.17) e (C.18).

C.3.2 Estação PARA

Os resultados das variações na altitude GPS na estação PARA, tendo como referência as estações IGS/BRAZ e IGS/SANT, são mostrados nos gráficos das Figuras (C.19), (C.20).

Figura C.8: Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: Schwiderski 1980

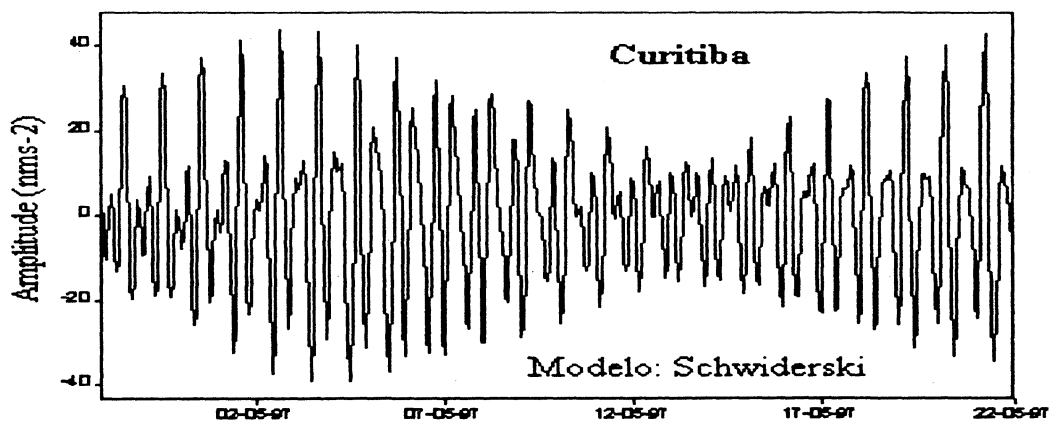
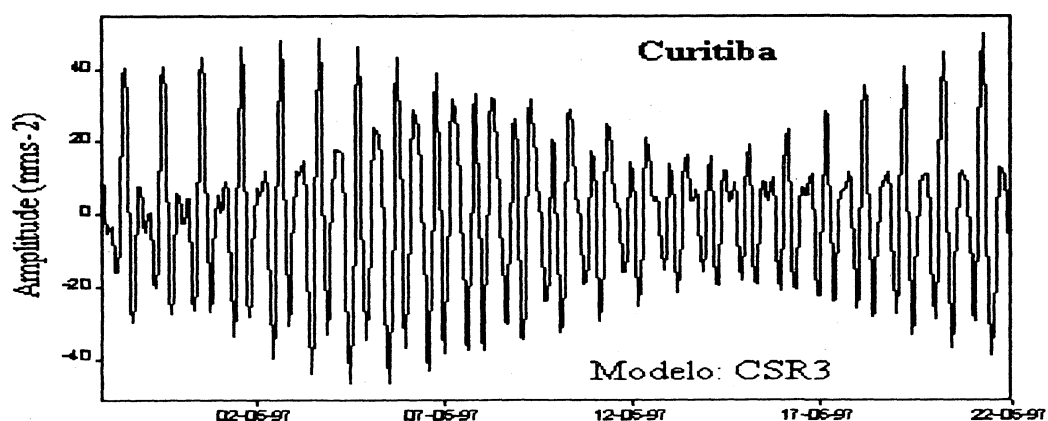


Figura C.9: Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: CSR3.0



Objetivando testar a eficiência do modelo teórico de correção de maré terrestre (Standards, 1992-IERS), os dados foram reprocessados sem a rotina de correção de maré. Os resultados encontrados para a estação PARA, tomando como base as estações IGS/BRAZ e IGS/SANT, estão sintetizados nos gráficos das Figuras (C.21) e (C.22).

C.4 Parâmetros atmosféricos

Os parâmetros atmosféricos atuantes na estação BLU0 foram coletados durante todo o transcorrer da campanha. Lamentavelmente, não foi possível recuperar os dados de contagens da temperatura para a estação, razão pela qual apresentamos somente a série temporal da pressão atmosférica, mostrada na Figura (C.23).

Figura C.10: Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: FES952

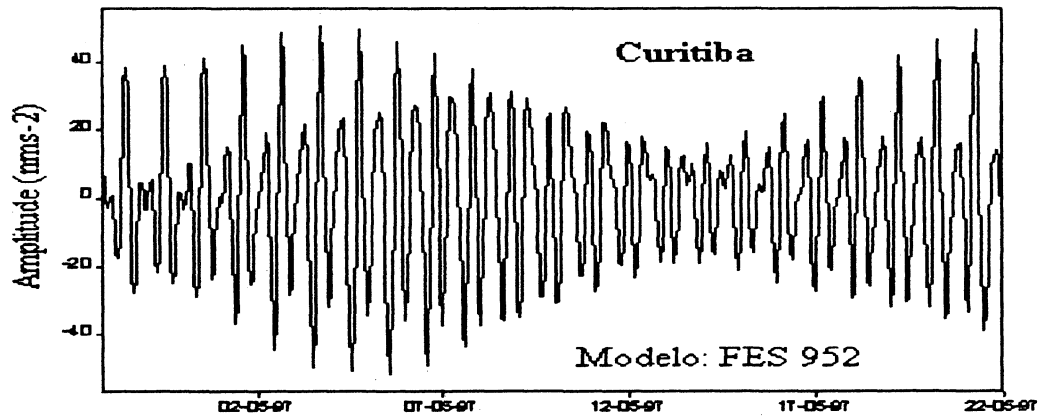
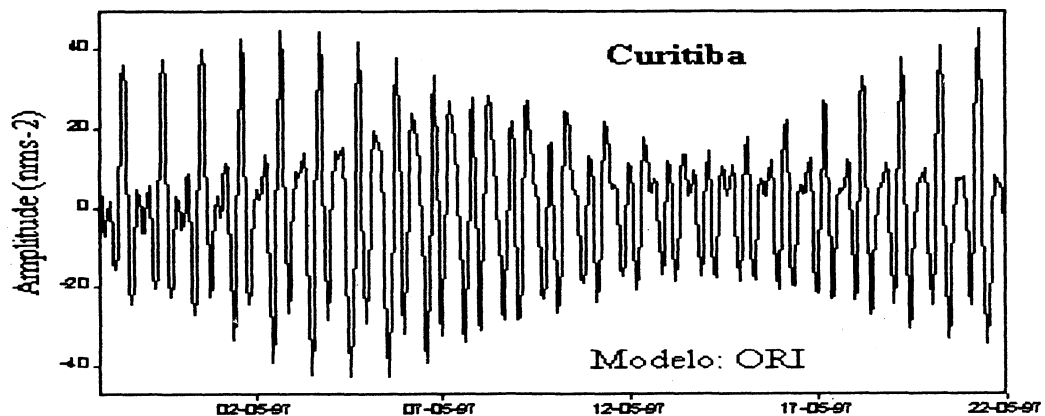


Figura C.11: Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: ORI



Conforme mencionado anteriormente, com a queima do circuito integrador do gravímetro, também não foi possível a adaptação de circuito para a obtenção das contagens de temperatura e pressão atmosférica na estação. Inúmeras tentativas foram realizadas durante o desenvolvimento do experimento porém, todas não lograram o êxito esperado.

Figura C.12: Curitiba: Efeito Indireto. Modelo: ORI96

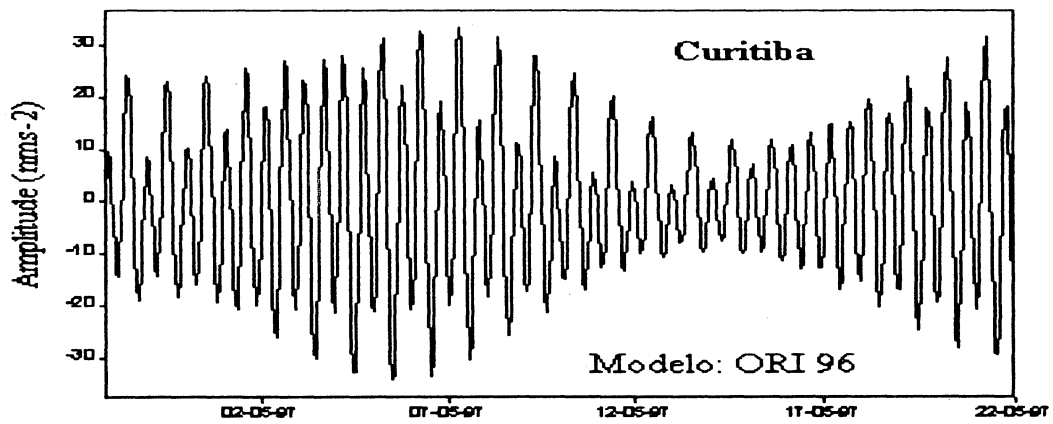


Figura C.13: Blumenau: variações horárias da altitude (RPCMT).

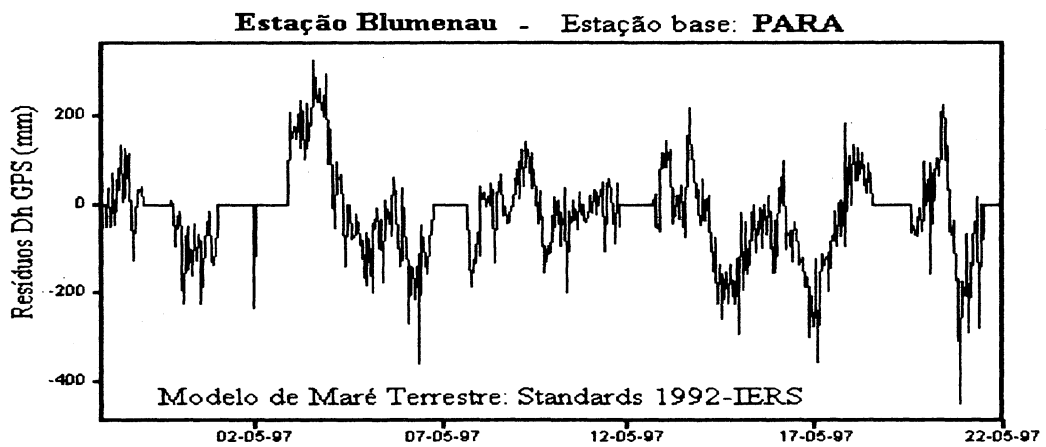


Figura C.14: Blumenau: variações horárias da altitude (RBCMT).

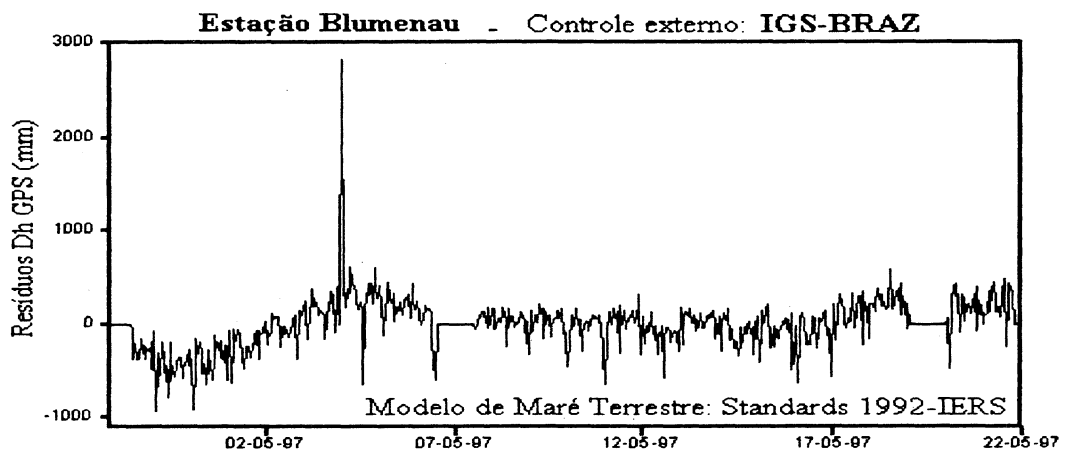


Figura C.15: Blumenau: variações horárias da altitude (RSCMT).

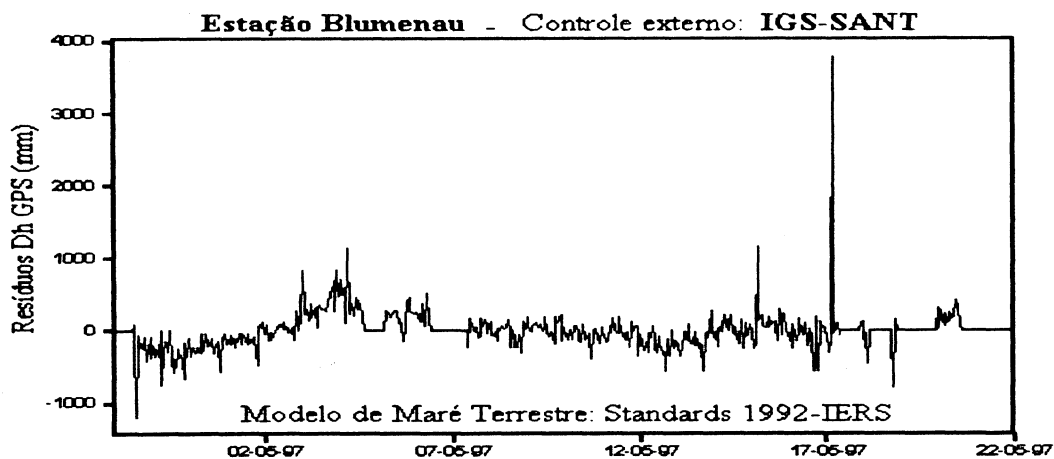


Figura C.16: Blumenau: variações horárias da altitude (RPSMT).

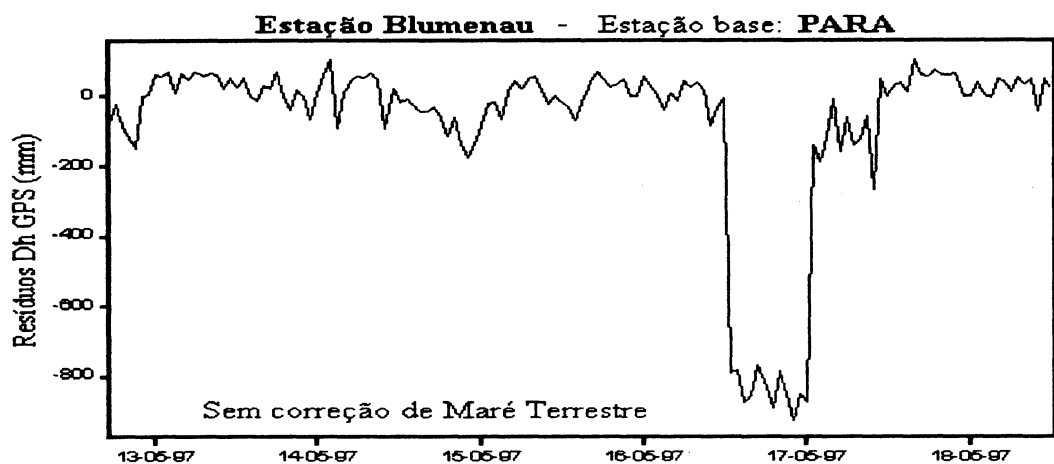


Figura C.17: Blumenau: variações horárias da altitude (RBSMT).

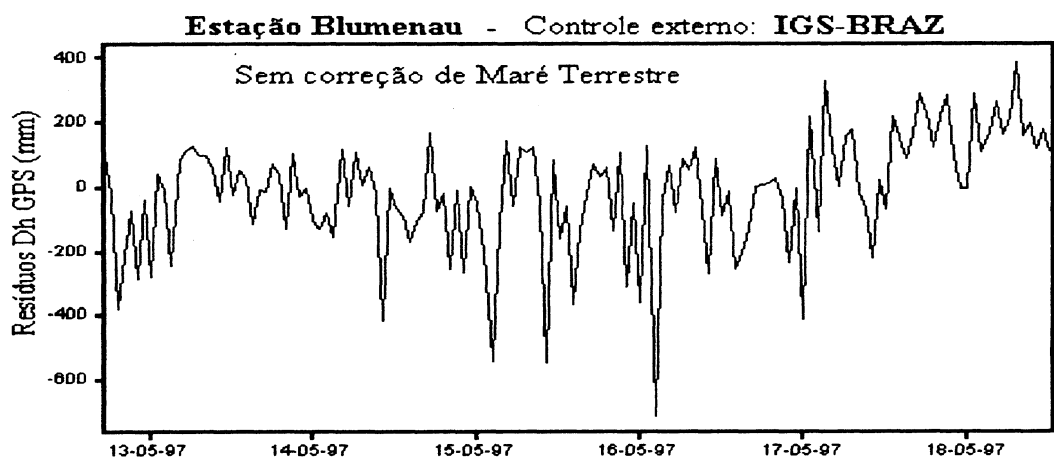


Figura C.18: Blumenau: variações horárias da altitude (RSSMT).

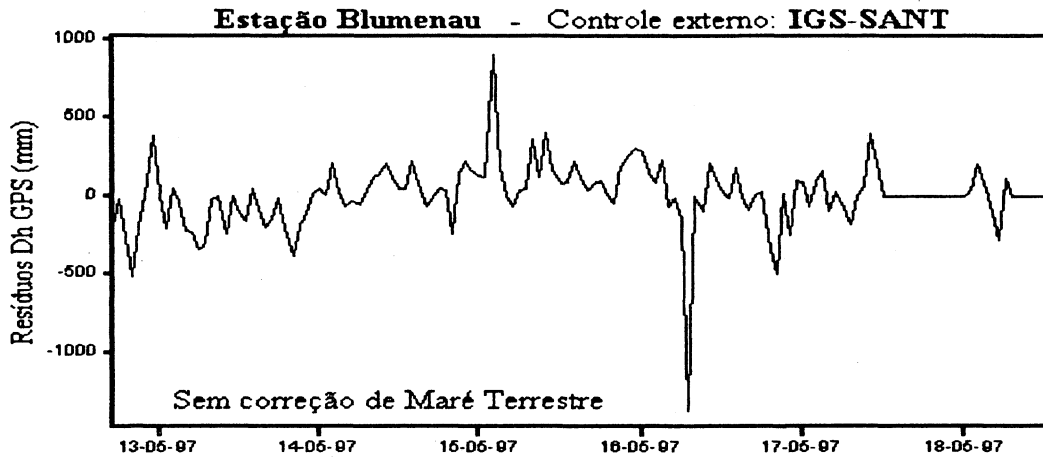


Figura C.19: Curitiba: variações horárias da altitude (RBCMT).

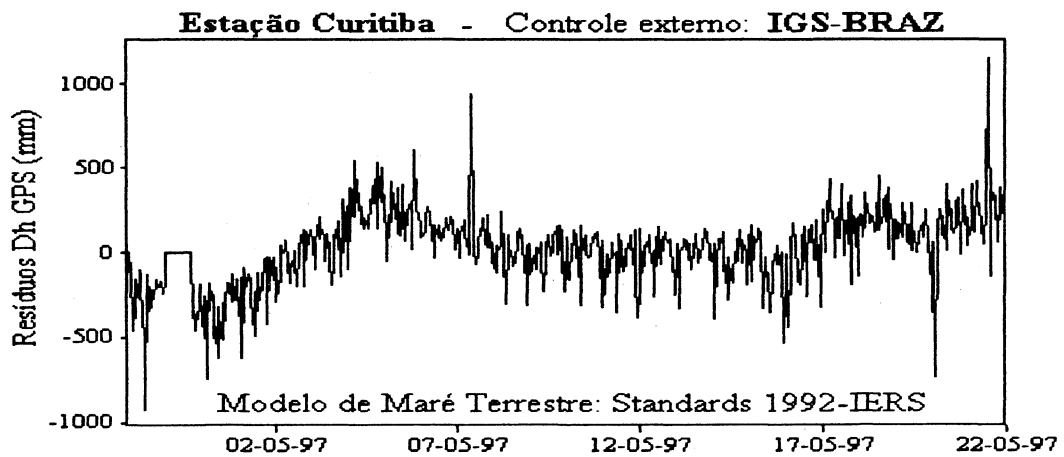


Figura C.20: Curitiba: variações horárias da altitude (RSCMT).

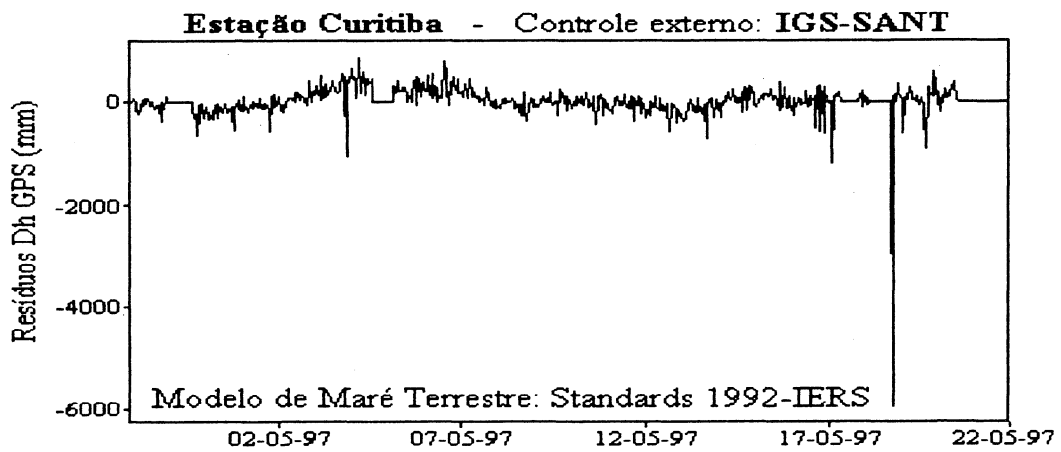


Figura C.21: Curitiba: variações horárias da altitude (RBSMT).

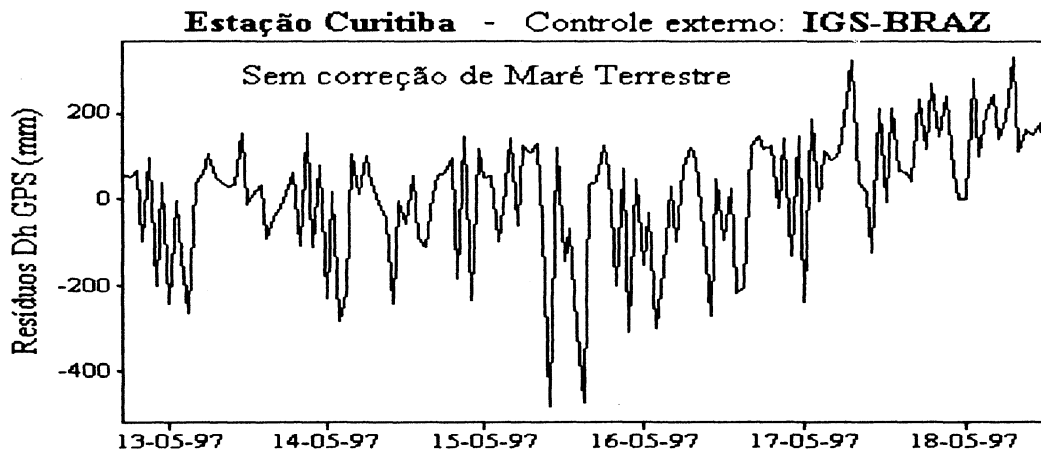


Figura C.22: Curitiba: variações horárias da altitude (RSSMT).

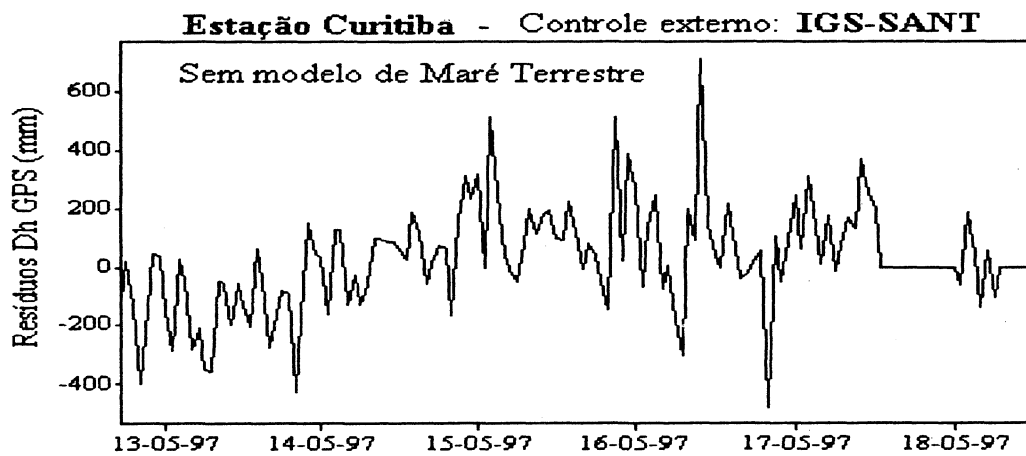
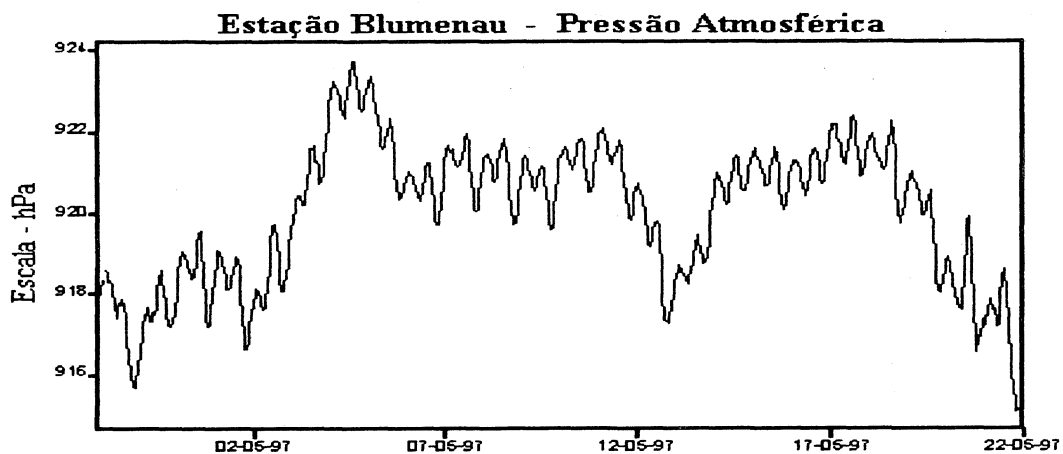


Figura C.23: Blumenau: variação da pressão atmosférica.



APÊNDICE D

REPRESENTAÇÃO ESPECTRAL

D.1 Observações GPS

D.1.1 Estação BLU0

Para a estação Blumenau, a representação espectral das variações da altitude geométrica, a exemplo da estação Imbituba, foi gerada a partir do TSOFT. Conforme já mencionado no Capítulo 6, a ordenada espectral é obtida a partir das FFT e representa a amplitude do fenômeno estudado elevada ao quadrado.

As variações de altitude geométrica da estação foram calculadas a partir do processamento das observações GPS em duas etapas: na primeira foi considerado o modelo teórico de maré terrestre e, numa segunda etapa o modelo teórico de correção não foi considerado. A Figura(D.1) mostra as variações obtidas em relação a estação PARA e com a correção teórica de maré terrestre. Sem a correção de maré terrestre, o espectro é mostrado pela Figura (D.2).

Figura D.1: Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RPCMT).

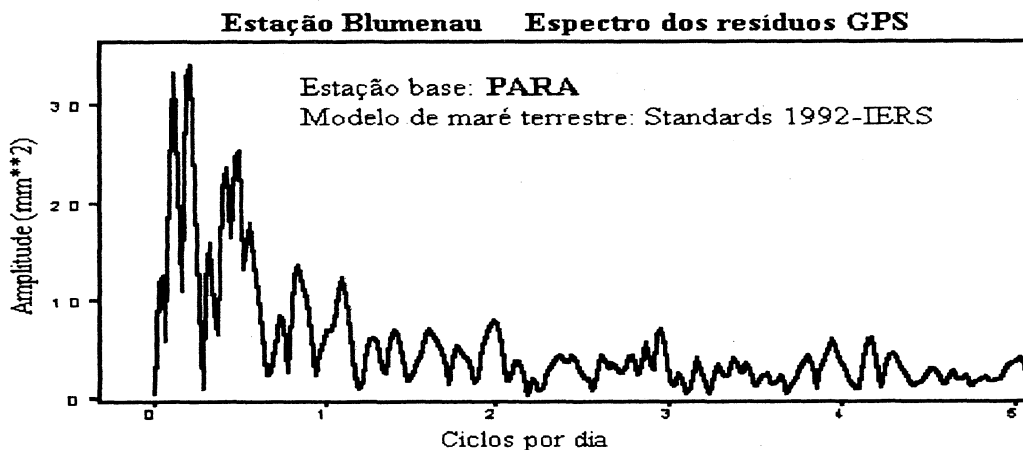


Figura D.2: Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RPCMT).

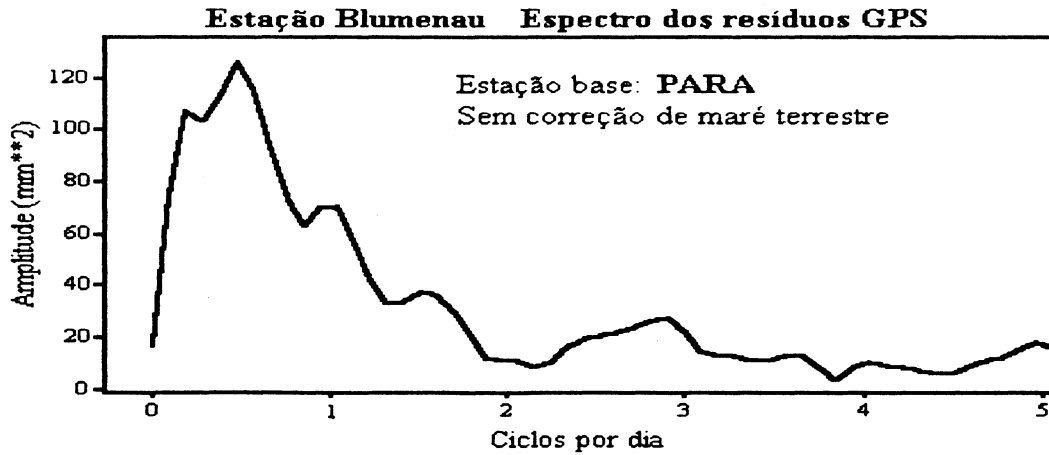
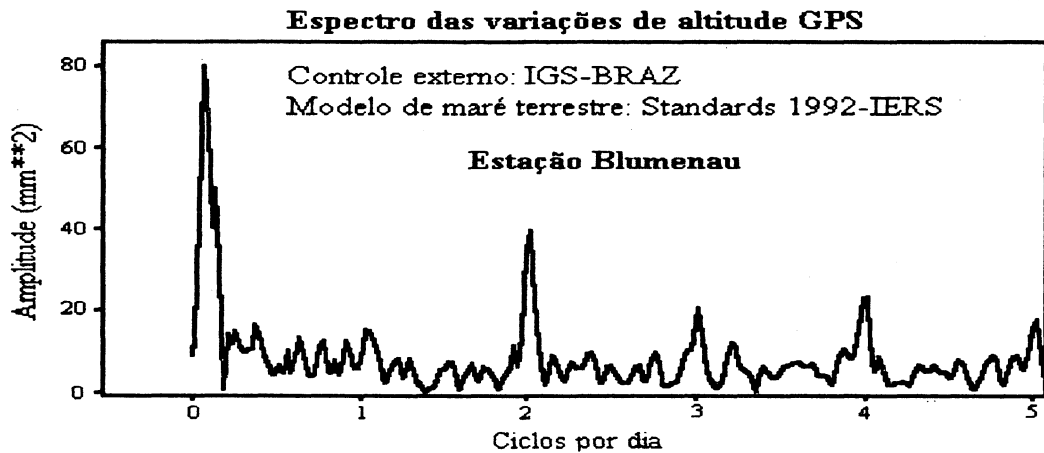


Figura D.3: Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RBCMT).



O espectro das variações de altitude GPS, calculadas com controle pela estação IGS-BRAZ, é mostrado na Figura (D.3).

Em relação à estação IGS-SANT, o espectro das variações de altitude GPS calculadas para a estação BLU0 é mostrado pela Figura (D.4).

O espectro das variações de altitude GPS, calculadas com controle pela estação IGS-BRAZ e sem a correção de maré terrestre, é mostrado na Figura (D.5).

Em relação à estação IGS-SANT, o espectro das variações de altitude GPS calculadas para a estação BLU0 é mostrado pela Figura (D.6).

Figura D.4: Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RSCMT).

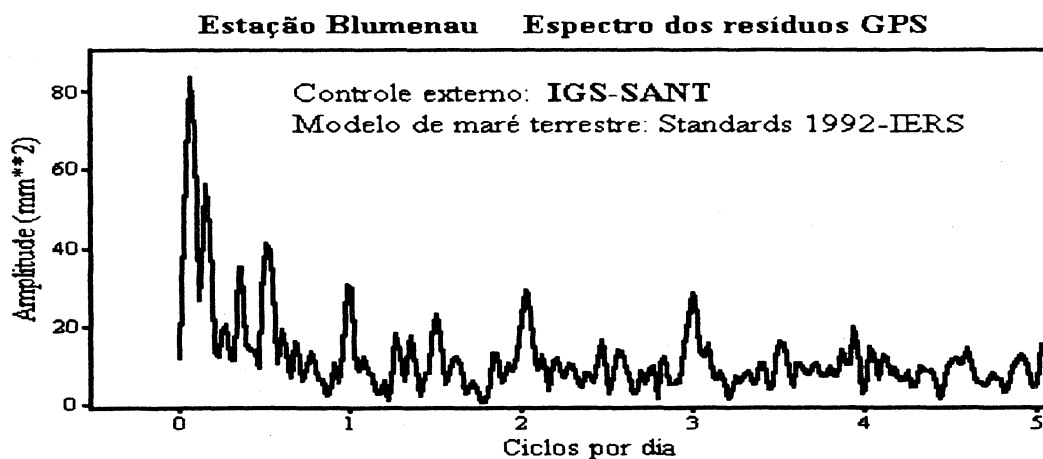
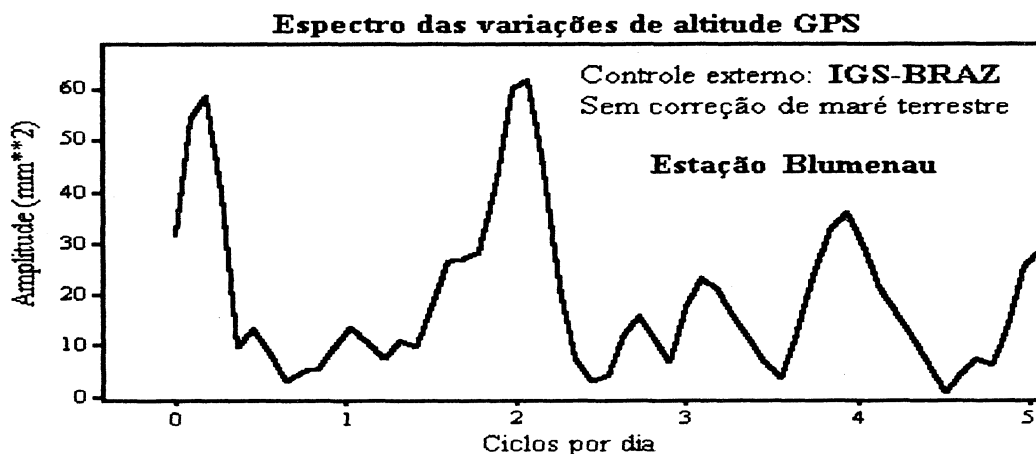


Figura D.5: Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RBSMT).



Estação PARA

Na estação PARA (Curitiba), o espectro das variações de altitude GPS, calculadas com controle externo pela estação IGS-BRAZ e com correção de maré terrestre, é mostrado na Figura (D.7).

Relativo à estação de controle IGS-SANT, o espectro das variações de altitude GPS é mostrado na Figura (D.8).

Sem a correção de maré terrestre e com controle pela estação IGS-BRAZ, as variações de altitude GPS são mostradas na Figura (D.9).

Com controle pela estação IGS-SANT e sem a correção de maré terrestre, as variações de altitude GPS são mostradas pela Figura (D.10).

Figura D.6: Estação Blumenau: espectro das variações de altitude GPS (RSSMT).

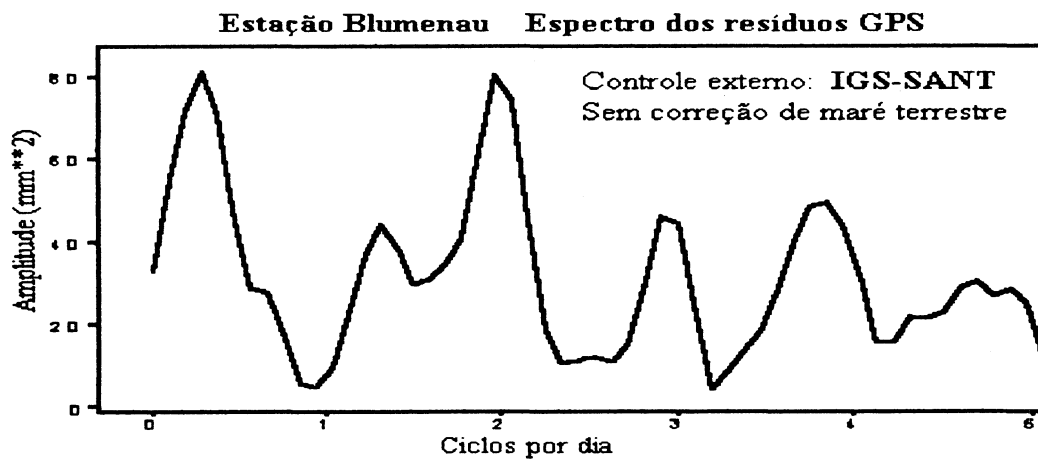


Figura D.7: Estação PARA: espectro das variações de altitude GPS (RBCMT).

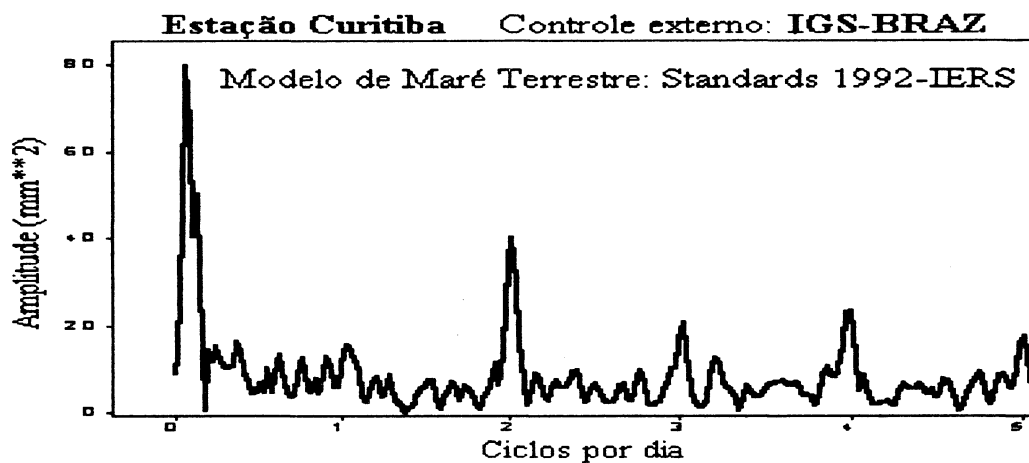


Figura D.8: Estação PARA: espectro das variações de altitude GPS (RSCMT).

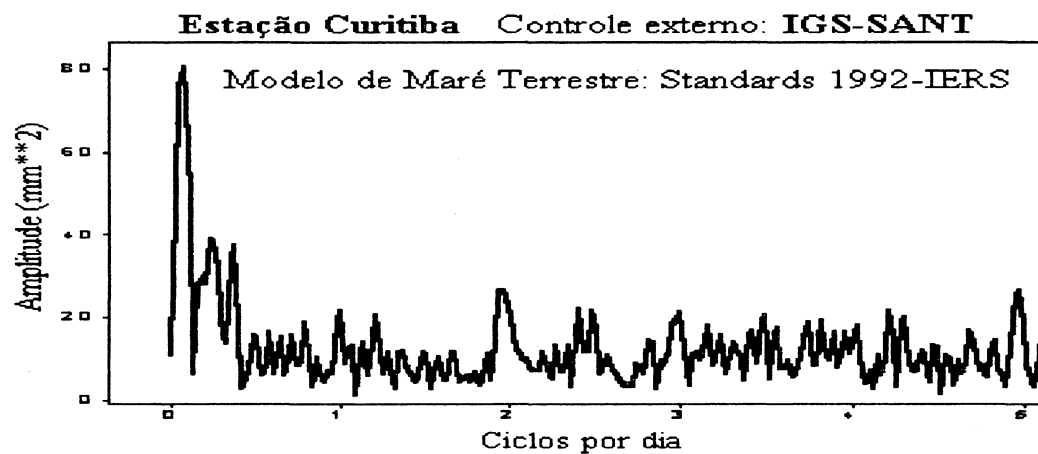


Figura D.9: Estação PARA: espectro das variações de altitude GPS (RBSMT).

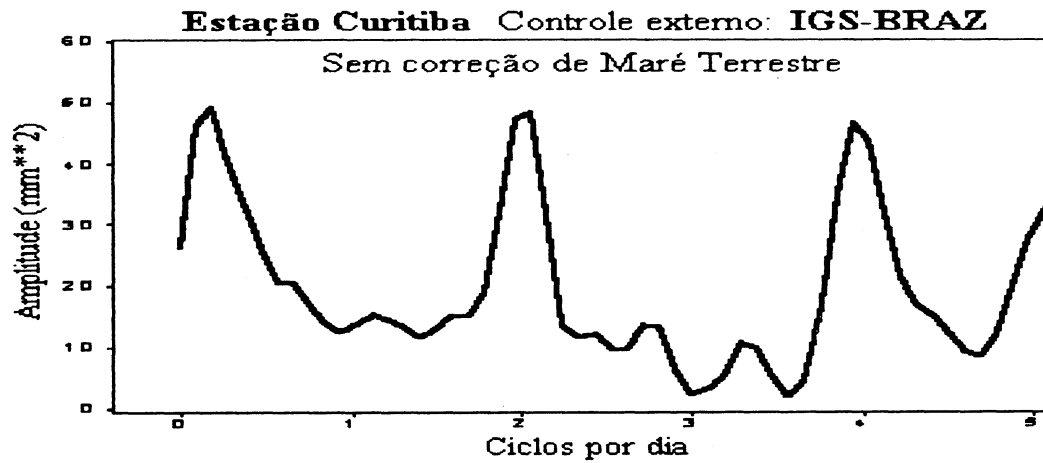


Figura D.10: Estação PARA: espectro das variações de altitude GPS (RSSMT).

