

# MARÉS TERRESTRES: SUA IMPORTÂNCIA EM GEODÉSIA

Prof. CAMIL GEMAEI

## 1 — Introdução

Até o início de 1983 os estudos no Brasil sobre a “força de maré” (tidal force) praticamente se limitavam a sua mais sensível consequência: as marés *oceânicas*. E como tal, pouco ou nenhum interesse despertavam na maioria dos geodestas e geofísicos.

Nos últimos doze meses, entretanto, esse panorama sofreu radical transformação graças às investigações que vem sendo desenvolvidas pela Universidade Federal do Paraná através do seu Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas; é o que mostramos neste trabalho.

Gostaríamos de enfatizar, face à pobreza de informações existentes no hemisfério sul, a importância de tais investigações não apenas para o Brasil mas para a comunidade geofísica internacional.

Na primeira parte do presente trabalho, à guisa de motivação, passamos em revista alguns conceitos básicos da teoria das marés terrestres, sempre realçando as aplicações geodésicas; na segunda parte, descrevemos as estações permanentes e as estações temporárias recém-instaladas.

## 2 — Escorço Histórico

O fenômeno das marés *oceânicas*, pela sua magnitude e pela sua natureza cíclica, foi reconhecido por muitos povos da antiguidade; para as civilizações que floresceram às margens do Mediterrâneo, entretanto, passou despercebido,

porque nesse mar interior a amplitude da maré é, via de regra, muito fraca.

HERÓDOTO (450 AC) observou o fenômeno no Mar Vermelho e um século mais tarde ARISTÓTELES o correlacionou com a Lua. Os registros históricos se sucedem de maneira vaga e, para dar apenas mais um exemplo, PLÍNIO, no início do primeiro milênio, em sua “História Natural”, fala da correspondência entre a amplitude da maré e as fases lunares.

Mas da mesma forma que na “precessão dos equinócios”, já conhecida de HIPARCO no século II AC, e em outros problemas, a compreensão do fenômeno das marés oceânicas deveria aguardar até que NEWTON apresentasse a Humanidade com a Lei da Gravitação Universal (1687). Com LAPLACE, no último quartel do século XVIII, o fenômeno recebeu tratamento matemático que ganhou realce quando THOMSON (Lord Kelvin), cem anos depois, introduziu a análise harmônica na predição das marés. O aperfeiçoamento da teoria continuou com DARWIN, RAYLEIGH, etc., e, neste século, com DOODSON, CARTWRIGHT, MUNK e outros.

Já a idéia de uma terra não totalmente rígida e, por conseguinte, sujeita a deformações elásticas sob a influência de forças perturbadoras, não tem mais de século e meio. Também aqui se percebe o gênio de Lord Kelvin preconizando, em consequência da atração luni-solar, a exemplo do que ocorre com a hidrosfera, *deformações periódicas na litosfera*, obviamente em escala reduzida. Porém mui-

tas décadas deveriam se passar até que a tecnologia construisse equipamento suficientemente preciso para monitorar tais movimentos.

As investigações sobre as *marés terrestres* receberam notável impulso durante o "ano geofísico internacional" (1957) após o qual as estações de observação se multiplicaram rapidamente e se estenderam por várias regiões do globo.

Mas quando se fala em análise de dados experimentais o enfoque é diferente conforme se trate de "maré oceânica" ou de "maré terrestre". Por exemplo, no segundo caso a determinação dos *valores teóricos* da amplitude e da fase de cada uma das chamadas "componentes" é sumamente importante, pois de sua comparação com os correspondentes *valores observados* resultam informações preciosas sobre a física do interior da Terra. Já no primeiro caso (oceânicas) a determinação de queles parâmetros é irrelevante pois o que interessa são certas constantes que permitem a "predição das marés" com vistas à navegação marítima.

De qualquer forma o deslocamento de partículas líquidas (marés oceânicas) e as deformações elásticas da crosta (marés terrestres), manifestações em escalas diferentes do mesmo fenômeno, produzido pela ação gravitacional da Lua e do Sol, constituem hoje assunto de grande relevância pelas suas implicações com várias ciências como a Astronomia, a Geofísica, a Geodinâmica, a Oceanografia, a Dinâmica de Órbitas e, no que nos interessa mais de perto, a Geodésia. Para realçar a sua importância nessa área é suficiente lembrar que desde 1957 a Associação Internacional de Geodésia mantém o "Centro Internacional de Marés Terrestres" com sede em Bruxelas.

### 3 — Potencial de maré

Designado por *potencial de maré* ( $W$ ) no ponto  $P$  a diferença do potencial newtoniano produzido pela atração luni-solar no mencionado ponto e no centro da Terra, a partir da figura 1 obtém-se 05 :

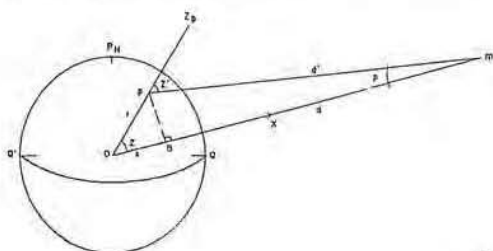


Fig. 1

$$W = \frac{km_j}{d_i} \sum \left[ \frac{r}{d_i} \right]^n P_n(Z); \quad i = \text{Sol, Lua.} \quad (1)$$

Na fórmula supra,  $P_n(Z)$  representa o polinômio de Legendre de grau  $n$ :

$$P_n(Z) = \frac{1}{n!2^n} \frac{d^n}{dt^n} (t^2 - 1)^n; \quad (2)$$

$$t = \cos Z. \quad (3)$$

$k$  é a constante gravitacional,  $m$  a massa do astro perturbador e  $Z$  a sua distância zenital geocêntrica.

Nas aplicações geodésicas o desenvolvimento pode ser limitado a  $n = 2$  (com erro não superior a 1%):

$$W = \frac{kr^2 m_i (3 \cos^2 Z_i - 1)}{2d_i^3} = \frac{kr^2 m_i}{d_i^3} P_2(Z) \quad (4)$$

LAPLACE exprimiu o potencial de maré em função da latitude do observador e das coordenadas horárias do astro perturbador; utilizando a conhecida fórmula (fig. 2):

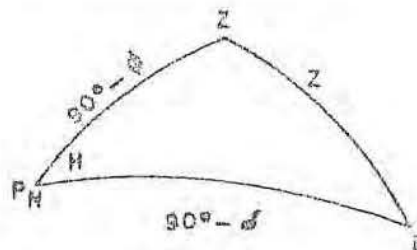


Fig. 2

$$\cos Z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos H \quad (5)$$

obtém-se, após algumas transformações:

$$W = S + T + Z \quad (6)$$

com

$$S = \beta \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos^2 H \quad \text{SECTORIAL} \quad (7)$$

$$T = \beta \cos 2\phi \cos 2\delta \cos H \quad \text{TESSERAL} \quad (8)$$

$$Z = \beta (\sin^2 \phi - 1/3) (\sin^2 \delta - 1/3) \quad \text{ZONAL} \quad (9)$$

$$\beta = 3 kmr^2 / 4d^3 \quad (10)$$

Ao sectorial correspondem as componentes de maré *semi-diurnas* (período de 12 horas), ao tesseral as *diurnas* e ao zonal as componentes de *longo período*.

O desenvolvimento de Laplace proporciona uma visão panorâmica do problema mas não a precisão requerida em nossos dias. DOODSON, em 1922, ligou o seu nome ao problema: adotando variáveis astronômicas vinculadas ao Sol e à Lua mas que, ao contrário da declinação ( $\delta$ ) e do ângulo horário ( $H$ ), variam linearmente com o tempo, formulou um desenvolvimento harmônico do potencial de maré que conta com quase 400 termos. DOODSON valeu-se da teoria lunar de BROWN; esta foi aperfeiçoada recentemente e novas constantes astronômicas e geodésicas surgiram, o que possibilitou a CARTWRIGHT e TAYLER apresentarem um desenvolvimento harmônico ainda mais preciso /01/.

#### 4— Terra sólida e elástica

Até aqui, encaramos a Terra como um corpo sólido e rígido; a consideração de *elasticidade* conduz a um potencial formado por três parcelas:

$$W + W' + W'' \quad (11)$$

$W$  é o potencial de maré da Terra sem oceanos e indeformável dado pela (1) ou pela (4);

$W'$  é o potencial de deformação, consequência da redistribuição de massas determinada pela deformação da Terra não rígida em resposta à perturbação luni-solar;

$W''$  é a variação do potencial devido ao deslocamento do ponto considerado.

As três parcelas da (11) se relacionam através dos números de LOVE /07/:

$$W + W' + W'' = W + Wk - Wh = W(1 + k - h) \quad (12)$$

O primeiro número de LOVE ( $h$ ) exprime a razão entre a deformação ( $u$ ) de um ponto da superfície da Terra elástica (real) e a deformação ( $u_r$ ) da correspondente equipotencial da Terra rígida (teórica); o segundo número de LOVE ( $k$ ) relaciona o potencial da Terra rígida ( $w$ ) com o potencial de deformação ( $W'$ ):

$$h = \frac{u}{u_r}; \quad k = \frac{W'}{W} \quad (13)$$

#### 5— Terra deformável, com oceanos

As marés oceânicas, produzidas pelas mesmas forças responsáveis pelas marés terrestres, vêm complicar o nosso problema. É o ônus que se paga para mitigar a fome sempre crescente de precisão e que uma vez mais confirma o velho aforismo de que "a ciência não morre porque cria mais problemas do que resolve".

Assim a variação da componente vertical da força de maré (tópico 6.2), registrada numa estação de marés terrestres, é perturbada pelo fluxo e refluxo das águas oceânicas. O grau dessa perturbação dependerá de certos fatores como a distância da estação considerada ao oceano, a espessura da litosfera, as suas características geológicas, etc. O tríptico efeito de tal perturbação pode ser resumido assim:

a) *Potencial de maré oceânica*: devido à variação da força atrativa das águas oceânicas em seu movimento periódico.

b) *Deformação elástica da litosfera*: produzida pela pressão (ou carga = load) que as marés oceânicas exercem sobre a crosta.

c) *Efeito indireto*: perturbação do potencial decorrente da redistribuição de massa na litosfera(\*).

Com o advento das modernas tabelas — cartas isofásicas e isoamplitudiniais como as de SCHWIDERSKI /11/, /12/ que modelam com grande precisão a maré oceânica

global proporcionando para quadrados de  $1^\circ \times 1^\circ$ , cobrindo todos os mares, tanto a amplitude (em centímetros) como a fase em relação a Greenwich (em graus), simplificou-se o problema de calcular o potencial da maré oceânica  $W_M$ , assim /02/:

$$W_M = \int_0 H(\psi) G(\psi) dS \quad (14)$$

sendo  $H$  a altura da maré no elemento de área  $dS$  e  $\psi$  a distância angular entre esse elemento e o ponto de interesse; o kernel de integração tem a forma:

$$G(\psi) = -\frac{k\delta}{r} \sum \left(\frac{a}{r}\right)^n P_n(\psi) \quad (15)$$

$\delta$  representando a densidade da água do mar aqui admitida constante ( $1027 \text{ kgm}^{-3}$ ). A integral deve ser estendida à total superfície dos oceanos.

#### 6— Aplicações geodésicas

##### — Potencial total

Nas aplicações de rotina da Geodésia Física considera-se, salvo exceções, apenas o **geopotencial**, ou **potencial da gravidade de uma Terra rígida e não perturbada** /03/:

$$W_G = \frac{kM}{r} \left\{ 1 - \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n [J_{nm} \cos m\lambda + k_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(v) \right\} + 0,5 (\omega r \sin v)^2 \quad (16)$$

sendo

( $\varrho, v, \lambda$ ): coordenadas esféricas do ponto no qual se quer calcular o geopotencial;

KM: constante geocêntrica de gravitação (\*);

a: semi eixo maior do elipsóide de referência;

$J_{nm}$  e  $K_{nm}$ : coeficientes adimensionais;

$\omega$  velocidade angular (\*);

$P_{nm}$ : harmônicos esféricos de superfície:

$$P_{nm}(v) = \frac{\sin^m v}{2^n} \sum_{k=0}^n \frac{(2n-2k)(-1)^k}{(n-m-2k)(n-k)!k!} t^{n-m-2k} \quad (17)$$

$m = 0 \rightarrow$  zonais,

$m \neq 0 \left\{ \begin{array}{l} m = n \rightarrow \text{sectoriais,} \\ m \neq n \rightarrow \text{tesserais.} \end{array} \right.$

(\*) A rigor há ainda a considerar a oscilação do leito oceânico com o consequente reflexo na posição da camada líquida subjacente.

Face às explanações anteriores o potencial total, quando não há necessidade de considerar os efeitos da maré oceânica, assume a forma:

$$W_t = W_G + W(1 + k-h), \quad (18)$$

$W_G$  sendo o geopotencial da Terra rígida dado pela (16).

Se a precisão exigida não permitir que os efeitos da maré oceânica sejam negligenciados adicionamos a (14) à (18).

## 6.2 — Correção Gravimétrica

Por definição:

$$g = \text{grad } W_G \quad (21)$$

mas sendo o geopotencial perturbado continuamente pelo potencial de maré, também o será o vetor de gravidade; utilizando a principal propriedade do potencial, a partir da (4) obtém-se a *correção gravimétrica* (componente vertical da força de maré) para o caso da Terra indeformável:

$$C_g^R = \frac{\delta W}{\delta r} = \frac{kMr}{d^3} (3 \cos^2 Z - 1); \quad (22)$$

$$C_g^R = \frac{k M p^3 (3 \cos^2 Z - 1)}{r^2} \quad (23)$$

$p$  representando a paralaxe horizontal do astro perturbador; ou ainda:

$$C_g^R = \bar{g} M^T p^3 (3 \cos^2 Z - 1) \quad (24)$$

$\bar{g}$  denotando um valor médio para  $g$  e  $M^T$  a massa do astro perturbador quando se toma a massa da Terra como unitária.

Para o caso da Terra *elástica*:

$$C_g^E = \bar{g} M^T p^3 (3 \cos^2 Z - 1) \delta \quad (25)$$

sendo  $\delta$  o fator gravimétrico /07/:

$$\delta = (1 + h - 1,5k) \quad (26)$$

Finalmente, à Terra elástica e com oceanos deve-se acrescentar ainda mais uma correção que escapa ao âmbito deste trabalho e que envolve o potencial da maré oceânica  $W^M$  e os "coeficientes de deformação" introduzidos por MUNK e MACDONALD /10/ cuja aplicação é facilitada com as tabelas de FARREL 02.

(\*) No sistema Geodésico de Referência 1967:

$KM = 398.603 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$ ;  $J_{2,0} = 10827 \times 10^{-7}$ ;  $a = 6.378.160 \text{ m}$   $\omega = 7.292.115 \times 10^{-11} \text{ rad s}^{-1}$

## 6.3 — Correção ap nivelamento geométrico

A figura 3 mostra que a presença de um astro perturbador altera a vertical e, por conseguinte, a vizada horizontal do nível, conduzindo a leituras falsas das miras.

As correções a introduzir por seção nivelada são, considerando, respectivamente, a perturbação lunar (L) e a solar (S) 05:

$$\delta h_L = 0,087 S \text{ sen } 2Z_L \cos(A_L - A) \gamma \quad (27)$$

$$\delta h_S = 0,039 S \text{ sen } 2Z_S \cos(A_S - A) \gamma$$

sendo:

$S$  o comprimento da seção em km;

$A$  o azimute médio da seção;

$\delta$  correção em milímetros;

$\gamma$ , o fator de "diminuição" dado por

$$\gamma = 1 - h + k \quad (28)$$

## 6.4. — Outras aplicações

Além das aplicações já mencionadas (correção ao geopotencial, ao valor medido de  $g$ , às diferenças de altitude do nivelamento geométrico) lembramos outras grandezas geodésicas também afetadas:

raio vetor geocêntrico;

ondulação do geóide;

desvio da vertical;

ângulos horizontais e verticais;

distâncias terrestres; (VLBI);

órbita satelitária posicionamento.

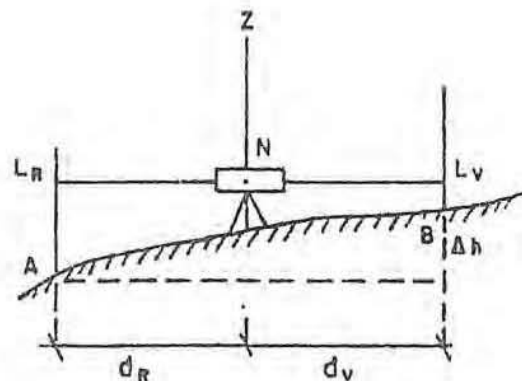


Fig. 3 (a)



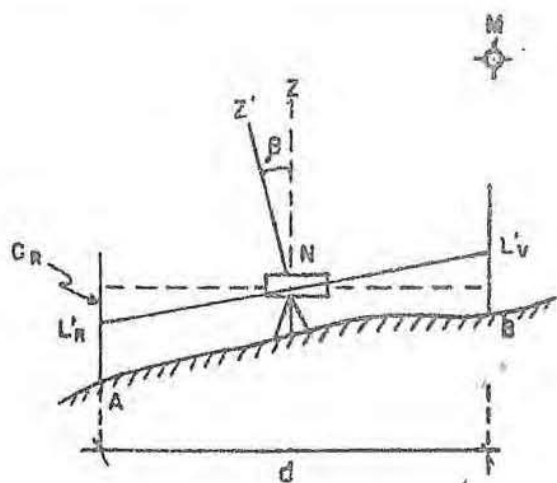


Fig. 3 (b)

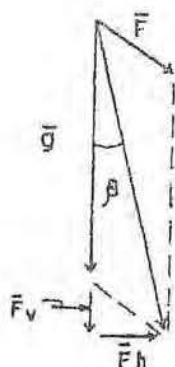


Fig. 4

## 7 — Estações brasileiras de marés terrestres

7.1 — Conforme exposto na primeira parte deste trabalho, até o início de 1983 nada foi feito no Brasil em termos de marés da crosta sólida. Atualmente, entretanto, dois programas estão sendo desenvolvidos paralelamente:

- o da "Estação Permanente de Marés Terrestres de Curitiba";
- o das "Estações Temporárias" que, como o nome indica, visa a implantação de estações permanentes (6 meses) em diferentes universidades brasileiras.

### 7.2 — Estação permanente de Curitiba

A primeira estação permanente de marés terrestres do país foi implantada no Centro Politécnico Flávio Suplicy de Lacerda (UFPR) em Curitiba, por iniciativa do Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas. Sua posição geográfica é a seguinte:

$$\phi = 25^{\circ} 27' 15,25''S; \quad \lambda = 49^{\circ} 14' 15,56''W; \quad h = 913,2m$$

e recebeu do Centro Internacional de Marés Terrestres a matrícula 7305.

Dispõe, no momento, de um gravímetro Askânia GS—11 modificado e de um LaCoste Romberg modelo D; o primeiro foi cedido por empréstimo à UFPR pela Universidade de Bonn e o segundo pelo CNPq. Ambos são dotados de um capacitor transdutor que comanda a pena de um registrador para o registro gráfico das variações temporais da gravidade (componente vertical da força de maré); um relógio de quartzo intercalado no circuito permite o deslocamento da pena para a construção das marcas horárias que possibilitarão, posteriormente a medida das ordenadas horárias da curva da maré terrestre.

Mais recentemente, o LaCoste Romberg foi adaptado ao "método zero" que mantém o "beam" do gravímetro na linha de leitura, aumentando a sua precisão /06/, /09/.

Os gravímetros acham-se instalados em um pilar, no sub-solo, e os registradores estão localizados no piso superior; isso significa que as visitas diárias de rotina não implicam em descidas à sala dos gravímetros evitando-se, assim, perturbações de temperatura.

### 7.3 — Estações temporárias

Visando, no plano internacional, colaborar com o "Trans-world tidal gravity profile", e no âmbito nacional principalmente determinar o fator gravimétrico em várias regiões do país (além de investigações sobre a interação marés oceânicas — marés terrestres), a UFPR engajou-se num programa conjunto com o Observatoire Royal de Belgique. Objetivo: instalar no país cerca de 12 estações temporárias (6 meses) de marés terrestres /04/.

Até o momento já foram instaladas e funcionaram com êxito as estações temporárias de Santa Maria (RS), Viçosa (MG), Campo Grande (MS), Cuiabá (MT), Goiânia (GO), Curitiba (PR) e Caicó (RN). Em funcionamento, provavelmente até fevereiro de 1986: Belém (PA), Manaus (AM) e Salvador (BA).

Em cada uma dessas estações foi ou está instalado um gravímetro La Coste Romberg modelo G com "output" eletrônico, registrador de gráfico e relógio de quartzo; ou um Geodinâmico, este dotado de um microprocessador que acumula na memória informações digitalizadas durante uma hora quando então são transferidas para uma fita magnética; todo esse equipamento foi cedido por empréstimo pelo Observatório Real da Bélgica.

Em janeiro de 1986, durante a 4.<sup>a</sup> Expedição Brasileira à Antártica, será instalada uma estação temporária de marés terrestres na primeira estação antártica brasileira — Comandante Ferraz — situada na Ilha Rei George, no arquipélago das Shetland do Sul.

### Resultados provisórios

Na folha 81 mostramos um exemplo de resultados obtidos, no caso ainda provisórios, na estação 7305 (Curitiba) com o gravímetro Geodinâmico n.º 783. A análise dos da-

dos — 3792 ordenadas horárias cobrindo um intervalo de 173,5 dias — foi efetuada pelo método dos mínimos quadrados com os filtros de VENEDIKOV e o desenvolvimento do potencial de CARTWRIGHT — TAYLER, usando o programa elaborado por DUCARME do Observatório Real da Bélgica.

Foram separadas sete ondas (grupos) semi-diurnas ( $Q_1$ ,  $O_1$ ,  $NO_1$ ,  $P_1$ ,  $S_1K_1$ ,  $J_1$  e  $OO_1$ ), seis diurnas ( $2N_2$ ,  $N_2$ ,  $M_2$ ,  $L_2$  e  $K_2$ ) e uma ter-diurna ( $M_3$ ). Na 5ª coluna aparecem os valores do fator gravimétrico para os diferentes constituintes; obviamente, o mais importante é o valor da componente semi-diurna lunar principal  $M_2$ .

TRANS WORLD PROFILE

SOUTH AMERICA

STATION CURITIBA

STATION 7305 CURITIBA PARANA COMPOSANTE VERTICALE BRESIL  
 25 27 15.35 49 14 15.6W H 913M P 3M D 80KM

CENTRO POLITÉCNICO-GEODÉSIA-U.F.PR. PROF. C. GEMAEI

GRAVIMETRE GEODYNAMICS 783 P. MELCHIOR — OBSERVATOIRE ROYAL DE BELGIQUE  
 CALIBRATION BRUXELLES — FUNDAMENTAL STATION/N050.4 V/  
 INSTALLATION B. DUCARME. C. GEMAEI, J. BITTENCOURT, MILTON CAMPOS  
 MAINTENANCE C. GEMAEI, J. BITTENCOURT, MILTON CAMPOS

TIME INTERVAL 173.5 DAYS 3792 READINGS 9 BLOKS

WAVE GROUP	ESTIMATED AMPL.	AMPL.	PHASE	RESIDUE
ARGUMENT N WAVE	R.M.S.	FACTOR R.M.S.	DIFF. R.M.S.	AMPL. PHASE
133. -136. 20 01	5.66 .07	1.2268 .0160	-.204 .750	.31 176.3
143. -145. 16 01	28.57 .07	1.1855 .0030	-1.379 .146	.93 132.2
152. -155. 15 N01	2.35 .06	1.2408 .0320	1.316 1.478	.16 -160.8
161. -163. 10 P1	12.65 .07	1.1280 .0066	.282 .335	.29 -12.2
164. -168. 23 S1K1	39.04 .07	1.1519 .0021	.084 .105	.49 -173.2
175. -177. 14 J1	2.25 .07	1.1897 .0381	-2.172 1.838	.10 121.4
184. -186. 11 001	1.18 .06	1.1385 .0565	-4.213 2.835	.09 73.3
233. -23x. 20 2N2	2.26 .03	1.2080 .0185	4.652 .882	.20 65.8
243. -248. 24 N2	14.12 .05	1.2053 .0038	2.045 .182	.72 44.0
252. -258. 26 M2	71.86 .04	1.1744 .0007	1.759 .036	2.36 69.2
265. -265. 9 L2	2.00 .04	1.1545 .0209	.903 1.032	.03 107.5
267. -273. 9 S2	33.29 .04	1.1696 .0015	1.953 .071	1.16 77.5
274. -277. 12 K2	8.89 .04	1.1476 .0050	2.322 .246	.37 106.1
335. -375. 16 M3	1.21 .02	1.1132 .0228	.432 1.159	.05 10.04
STANDARD DEVIATION	D 2.96	SD 1.70	TD .93 MICROGAL	
01/K1 1.0291	1-01/1-K1 1.2210	M2/01 .9906		

CENTRAL EPOCH TJJ =2445730.0

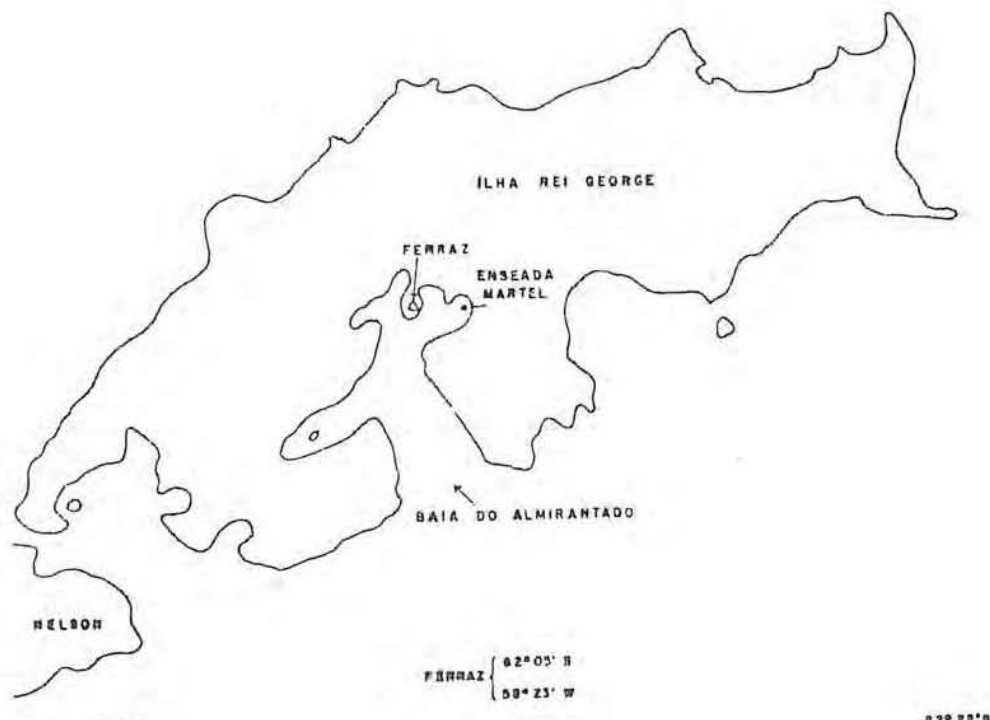
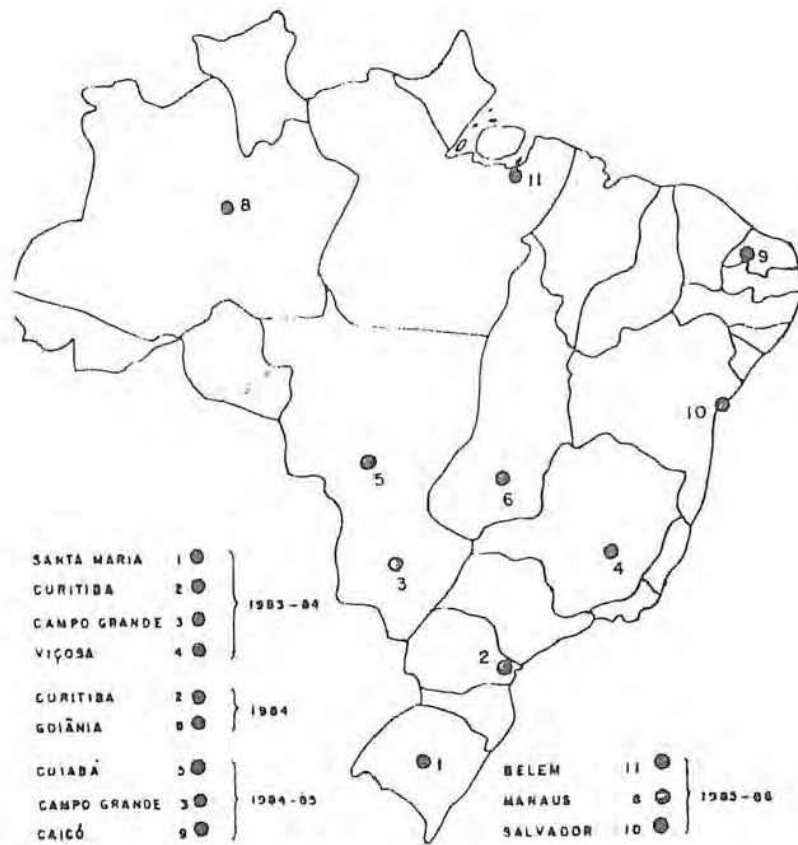


FIG. 5





## Referências bibliográficas

- 01 . CARTWRIGHT, D.E. & TAYLER R.J. — New computation of the tide-generating potential. *Geophys. J.R. Astr. Soc.* (23), 45-71 (1971).
- 02 . FARREL, W.E. — Deformation of the earth by surface loads. *Rev. Geophys. Space Phys.* 10 (3) 761-797 (1972).
- 03 . GEMAEL, C — *Geodésia Física*. Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, UFPr, Curitiba, 1981.
- 04 . GEMAEL, C — *Earth tides in Brazil*. 9. Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Marburg (Alemanha), 1984.
- 05 . GEMAEL, C — Marés Terrestres no Brasil. (Submetido à *Revista de Geofísica do IPGH*), 1984.
- 06 . HARROSON, J.C. & SATO, T. — Implementation of electrostatic feedback with a LaCoste Romberg model G gravity meter.
- 07 . MELCHIOR, P. — *The tides of the planet earth*. Pergamon Press., 1978.
- 08 . MELCHIOR, P. and allii — Tidal loading along a profile Europe — East Africa — South Asia — Australia and the Pacific Ocean. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 71-106 (1981).
- 09 . MOORE, R.D. & FARREL, W.E. — Linearization and calibration of electrostatically feedback gravity meters, *J. Geophys. Res.* 71 (5), 928-932
- 10 . MUNK, W.H. and MACDONALD, G.J.F. — *The rotation of the earth*. Cambridge University Press, London, 1960.
- 11 . SCHWIDERSKI, E.W. — *Global ocean tides. Part I: a detail hydrodynamical interpolation model*. NSWC TR 3866, Maryland, 1979.
- 12 . SCHWIDERSKI, E.W. — *Global ocean tides, Part II: the semidiurnal principal lunar tide  $M_2$* . NSWC TR 79-414, Maryland 1979.
- 13 . VANICEK, P. — Tidal correction to geodetic quantities. NOAA TR NOS 83 NGS—14, Rockville, USA.
- 14 . WAHR, J.M. — Body tides on an elliptical, rotating and oceanless Earth. *Geophys. J.R. Astr. Soc.* (64), 677-703. (1981).