



A influência da carga oceânica nos modelos de maré terrestre

The Influence of Ocean Loading in Earth Tide Models

*Plínio Marcos Piccin Benedito*¹

*Fabio Luiz Albarici*²

*Jorge Luiz Alves Trabanco*³

Recebido em junho de 2017.

Aprovado em abril de 2018.

RESUMO

Este trabalho destaca a importância da modelagem da maré terrestre em diferentes estações geodésicas a fim de otimizar modelos globais. Foram coletados dados gravimétricos em três estações do estado de São Paulo, a saber: na Base Dr. João de Paiva Carvalho do Instituto Oceanográfico da USP, em Cananeia; na Estação Geodésica do Observatório Abraão de Moraes/USP, na cidade de Valinhos e na Estação Geodésica da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho/UNESP, na cidade de Presidente Prudente, com o objetivo de investigar a influência vertical da carga oceânica na região costeira e sua propagação nas regiões intracontinentais. As observações gravimétricas foram realizadas no período de maio de 2012 a janeiro de 2014. Nos resultados, observou-se uma diminuição na amplitude das componentes harmônicas entre os modelos, sendo possível verificar que a influência da carga oceânica diminui ao longo do continente. Além disso, observou-se uma diferença significativa ao comparar o modelo teórico global de *Wahr-Dehant Defraigne* (WDD 1999) com os modelos gerados experimentalmente através de medições gravimétricas. Em Cananeia a diferença observada foi de 25 μGal , o que representa uma variação de 9,2 cm em sua componente vertical. Para Valinhos e Presidente Prudente, esta diferença foi de aproximadamente 18 μGal (6,6 cm) e 13 μGal (4,7 cm), respectivamente.

PALAVRAS-CHAVE: Geodésia Física. Maré Terrestre. Gravímetro.

¹Mestrado em Engenharia Civil FEC/Unicamp. Programa de Pós-graduação em Faculdade de Engenharia Civil/UNICAMP, Brasil. E-mail: eng.plinio@outlook.com

²Mestrado em Engenharia de Transportes. Programa de Pós-graduação em Faculdade de Engenharia Civil/UNICAMP, Brasil. E-mail: fabio.albarici@ifsuldeminas.edu.br

³Doutor em Engenharia de Transportes. Faculdade de Engenharia Civil/UNICAMP, Brasil. E-mail: trabanco@fec.unicamp.br

ABSTRACT

This work highlights the importance of the modeling of the terrestrial tide in different geodetic stations in order to optimize theoretical Earth models. Gravimetric data were collected at three stations in the state of São Paulo, namely: Dr. João de Paiva Carvalho Base of USP Oceanographic Institute, in the city of Cananeia; the Geodetic Station from Abrahão de Moraes Observatory - USP, in the city of Valinhos and the Geodetic Station of São Paulo State University Júlio de Mesquita Filho - UNESP, in the city of Presidente Prudente with the objective of investigate the vertical influence of the oceanic load on the coastal region and its propagation in the intracontinental regions. The gravimetric data were collected from May 2012 to January 2014. In the results it was observed a decrease in the amplitude of the harmonic components between the models being possible to verify that the influence of the oceanic load decreases along the continent. In addition, a significant difference was observed when comparing the global theoretical model of Wahr-Dehant Defraigne (WDD 1999) with the models generated experimentally through gravimetric measurements. In Cananeia the observed difference was 25 μ Gal, which represents a variation of 9.2 cm in its vertical component. For Valinhos and Presidente Prudente, this difference was approximately 18 μ Gal (6.6 cm) and 13 μ Gal (4.7 cm), respectively.

KEYWORDS: Physical Geodesy. Earth Tide. Gravimeter

* * *

Introdução

A Maré Terrestre é de suma importância tratando-se da sua relação à Geofísica, à Geodésia e a Astronomia, pois é um fenômeno que consiste em uma deformação visco-elástica do globo terrestre causada pela ação gravitacional da Lua e do Sol, entre outros fatores de ordem inferior (MELCHIOR, 1983).

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 do planeta. As variações de distância que ocorrem devido à movimentação dos astros, produzem uma alteração na força da 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 (CORDINI, 1998).

A ideia de uma Terra não rígida e sujeita a deformações elásticas sob a influência de forças perturbadoras não tem mais de um século e meio (GEMAEL, 1986). Por volta de 1876, o matemático e físico britânico *Lord Kelvin* chamou a atenção para o efeito das deformações da Terra, mostrando que a crosta terrestre é deformada pelas marés, da mesma forma que os oceanos, porém em menor grau.

O método observacional que levou à demonstração da existência de marés terrestres foi baseado em um raciocínio extremamente simples: marés oceânicas são observadas em relação a marcas fixas na crosta com a ajuda de marégrafos. Essas marcas seriam efetivamente fixas se o globo fosse perfeitamente rígido, o que faria com que a amplitude da maré oceânica observada fosse igual à calculada teoricamente. Ao contrário, se a parte sólida também se deforma, a amplitude medida será igual à diferença entre a maré oceânica e a maré terrestre. *George Darwin* foi o primeiro a aplicar este método de observação da maré oceânica por um longo período, e descobriu que a amplitude da maré oceânica era apenas dois terços da amplitude teórica, isto é, a amplitude da maré terrestre é três vezes menor do que a dos oceanos. Por mais de meio século, diferentes tipos de observações confirmaram os pontos de vista de Kelvin e, juntamente com dados de sismologia e do movimento polar, tornaram possíveis as primeiras investigações sobre as propriedades elásticas da Terra (MELCHIOR, 1983).

Essas deformações da crosta terrestre sensivelmente modificam a amplitude, e em menor grau a fase, dos fenômenos medidos. Além disso, produzem tensões internas periódicas e dilatações volumétricas. O interesse das medições reside, por conseguinte, em uma comparação do fenômeno observado com um modelo teórico calculado. A relação de amplitude e diferença de fase de cada uma das principais ondas que a precisão do instrumento (gravímetro) nos permite detectar constituem os elementos básicos do estudo geofísico, permitindo um refinamento dos modelos, principalmente no que diz respeito ao núcleo líquido da Terra (BRETREGGER, 1978).

Este princípio de comparação, introduzido por Kelvin, tem sido o método de investigação de marés terrestres por centenas de anos. Kelvin mostrou que as amplitudes observadas na superfície da Terra, para cada um dos fenômenos resultantes do potencial de maré, podem ser afetadas pela deformação da superfície sobre a qual todas as medições são feitas. Na realidade, todos os instrumentos ligados à superfície terrestre são perturbados pelas deformações da crosta terrestre, o que faz com que as medições sejam alteradas por algumas periodicidades que devem ser devidamente corrigidas antes da utilização desses dados para interpretações.

Em 1909, o matemático e geofísico *Augustus Edward Hough Love* introduziu parâmetros especiais chamados “números de Love”, que são muito úteis para a interpretação das medições experimentais e sua comparação com modelos teóricos (GEMAEL, 1986). Sua teoria, entretanto, é estritamente verdadeira para uma Terra com propriedades esfericamente simétricas. Os valores dos números de Love têm sido calculados para uma grande quantidade de modelos, e tem sido um dos objetivos do estudo de marés, pois dão uma estimativa da máxima rigidez que o núcleo terrestre pode ter. Além disso, a determinação do atraso ou defasagem eventual da maré terrestre com relação ao potencial gerador de marés pode fornecer informações importantes sobre a viscosidade da Terra em determinada região (MELCHIOR, 1983).

Nos dias de hoje, a gravimetria tem sido utilizada extensivamente para estudar as propriedades elásticas da Terra, mensurando as forças gravitacionais da Lua e do Sol. Tais estudos colaboram com avanços no modelo de carga oceânica e carga atmosférica promovendo melhorias na computação destes dados (BAKER, CURTIS e DODSON, 1996). Gravímetros muito sensíveis também têm sido utilizados por muitos pesquisadores para estudar o comportamento da maré terrestre com o fim de conhecer e modelar o potencial gravitacional das regiões internas da Terra (WAHR, 1981). O modelamento destes dados pode ser usado para remover variações de maré e para examinar a influência das marés em alguns fenômenos. (AGNEW, 1997).

Historicamente um grande esforço tem sido feito para determinar de forma mais acurada a maré terrestre (RICHTER e WARBURTON, 1998). Recentemente, o estudo de marés tem se tornado importante para a engenharia, pois, comprovadamente, os deslocamentos crustais e a flexão diferencial sob o efeito das marés têm repercussão no posicionamento geodésico, principalmente sobre bases longas, no nivelamento geodésico de precisão e na gravimetria. Freitas e Cordini (1998) constataram que, em algumas regiões do globo, a mensuração deste efeito de resposta regional às marés, quando comparados aos efeitos de maré modelados (modelo teórico global), pode apresentar diferenças de até 30 μGal ou 10 cm.

Levando-se em consideração que a precisão das medidas de gravidade, nos dias atuais, pode atingir 1 μGal , dos desníveis cerca de $1\text{mm}/\text{km}^{1/2}$ e do posicionamento diferencial, 1cm sobre 100 km, justifica-se plenamente o estabelecimento deste tipo de mensuração em uma região, objetivando a determinação da resposta crustal verdadeira (FREITAS e CORDINI, 1998).

Portanto, esta pesquisa tem como objetivo investigar a influência vertical da carga oceânica na região costeira e sua propagação nas regiões intracontinentais através dos modelos de maré terrestre produzidos nas seguintes estações geodésicas: Presidente Prudente/SP, Valinhos/SP e Cananéia/SP. Tais estações foram selecionadas devido às suas diferentes distâncias em relação à costa brasileira, com a finalidade de observar a influência da carga oceânica ao longo do continente nos modelos de maré terrestre. A remoção de tais efeitos permite gerar modelos melhores de maré terrestre, e, conseqüentemente, obter referenciais altimétricos mais acurados.

2 Metodologia

2.1 As estações geodésicas

Foram selecionadas três estações geodésicas no estado de São Paulo, são elas: (1) Base Dr. João de Paiva Carvalho do Instituto Oceanográfico da

USP, localizada na cidade de Cananéia, litoral paulista; (2) Estação Geodésica do Observatório Abrahão de Moraes – USP, localizada na cidade de Valinhos, interior de São Paulo e (3) Estação Geodésica da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho – UNESP, localizada na cidade de Presidente Prudente. A Figura 1 ilustra a localização de cada uma das estações no Estado de São Paulo e demonstra a distância em relação à costa brasileira.

Figura 1 – Localização e distância das estações geodésicas utilizadas



Fonte: elaborada pelos autores.

2.2 O processamento dos dados

Foram utilizados dados gravimétricos coletados entre maio de 2012 e janeiro de 2014 conforme Tabela 1. Os dados foram gravados no sistema de aquisição a cada 1 segundo, produzindo arquivos diários com 86.400 leituras,

para cada estação geodésica. Ao todo, este trabalho reúne a coleta de dados de um período de aproximadamente 2 anos de observação.

Tabela 1– Período de coleta em cada estação geodésica.

Estação	Período de Coleta	Tempo de Observação
Cananeia	21 de março de 2013 à 08 de janeiro de 2014	9,6 Meses
Valinhos	05 de maio de 2012 à 23 de dezembro de 2012	7,6 Meses
Presidente Prudente	31 de maio de 2013 à 31 de dezembro de 2013	7,0 Meses

Fonte: elaborada pelos autores.

Os dados gravimétricos coletados são gravados no sistema de aquisição como dados brutos, contendo ruídos, sendo, portanto, necessário prepara-los antes de sua análise (COSTA, 2007). Tais ruídos foram causados por perturbações no ambiente de coleta, produzindo interferências de sinais de alta frequência. Além disso, há descontinuidade de informações geradas por quedas de energia ou interrupções na fase de coleta de dados. Tais interferências produzem mudanças abruptas, que resultam na instabilidade dos dados e não são condizentes com o estudo das observações (YU et al., 2015). Todavia, a eliminação de dados gravimétricos deve ser feita cuidadosamente, pois pode resultar em perda de informações importantes na determinação das componentes harmônicas.

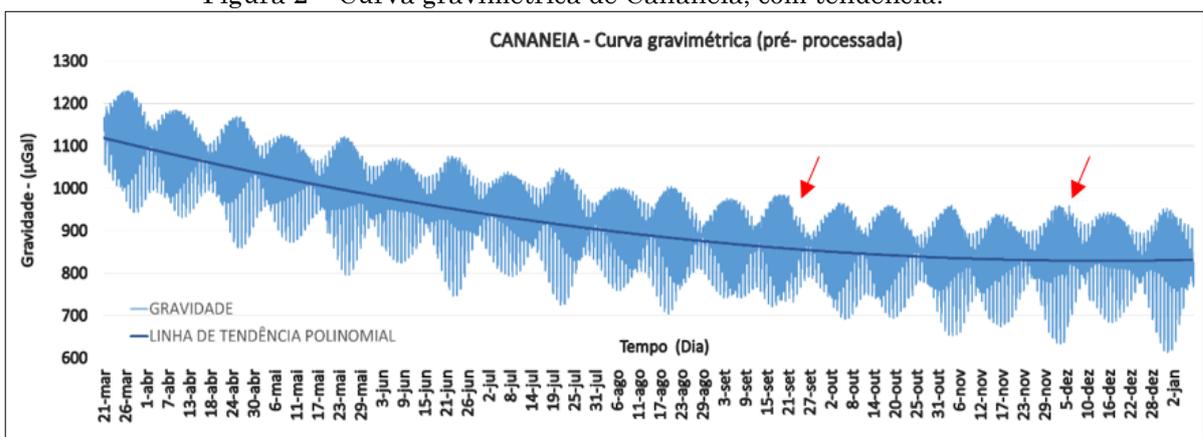
As informações dos arquivos diários produzidos pelo gravímetro foram agrupadas primeiramente em arquivos mensais e posteriormente em arquivos com dados de 2 meses, 3 meses, e assim sucessivamente, até que o último arquivo contivesse a totalidade dos dados de cada estação. Esse procedimento foi realizado para que o comportamento do desvio padrão das componentes harmônicas pudesse ser analisado à medida que a amostragem aumentava. Quando todos os dados foram importados para o software *TSoft* (VAN CAMP e VAUTERIN, 2005), fez-se necessário alterar a taxa de amostragem de 1 segundo para 5 minutos, facilitando o processamento dos

dados. Para isso foi utilizada a ferramenta “*change sample rate*” (*Cutoff frequency* = 1 ciclo/dia). Foram utilizadas as funções “*Auto detect spikes*” e “*Auto detect gaps*” contidas no software *Tsoft* para identificar os picos e descontinuidades da curva. Tais descontinuidades foram posteriormente eliminadas através de interpolações cúbicas e lineares.

Observou-se que a curva gravimétrica gerada apresentava uma tendência decrescente (deriva) que não condizia com a variação gravitacional, mas sim com a tendência causada pela deriva instrumental do equipamento, e, portanto, precisava ser eliminada. Existem dois tipos diferentes de deriva: a estática e a dinâmica. A deriva estática ocorre quando o sistema elástico se altera em estado de repouso, já a deriva dinâmica advém da deformação do sistema elástico, que acontece pelo tempo e pela movimentação do equipamento durante o seu transporte (AMARANTE, 2012).

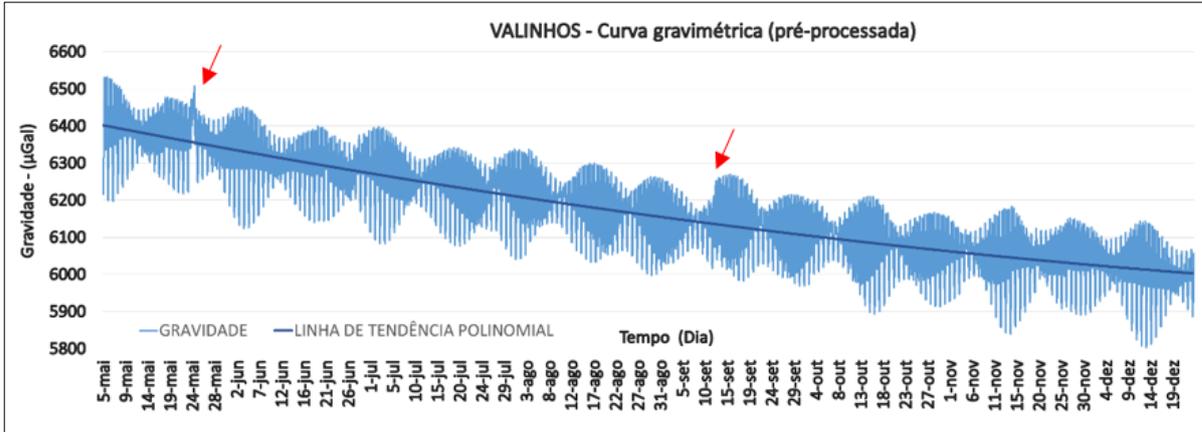
As Figuras 2, 3 e 4 demonstram a tendência decrescente presente nas curvas gravimétricas de Cananeia, Valinhos e Presidente Prudente, respectivamente. Além disso, ainda é possível observar alguns picos (destacados por setas vermelhas nas figuras), que não puderam ser removidos para evitar perda de informação.

Figura 2 – Curva gravimétrica de Cananeia, com tendência.



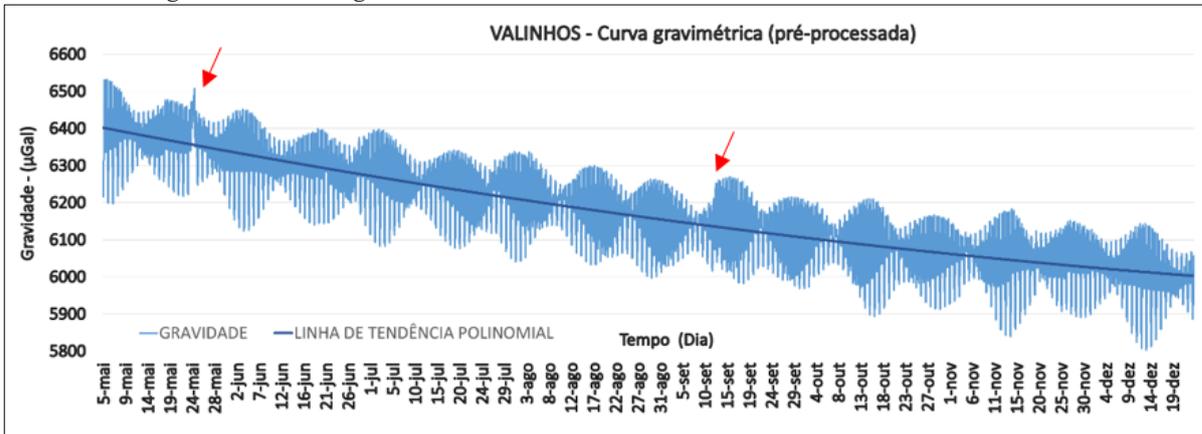
Fonte: elaborada pelo autor (2018).

Figura 3 – Curva gravimétrica de Valinhos com tendência.



Fonte: elaborada pelo autor (2018).

Figura 4– Curva gravimétrica de Presidente Prudente com tendência.



Fonte: elaborada pelo autor (2018).

As equações 1, 2 e 3, determinadas pelo software Excel, representam as linhas de tendência polinomial de segunda ordem que melhor se adaptaram aos dados gravimétricos de Cananeia, Valinhos e Presidente Prudente, respectivamente.

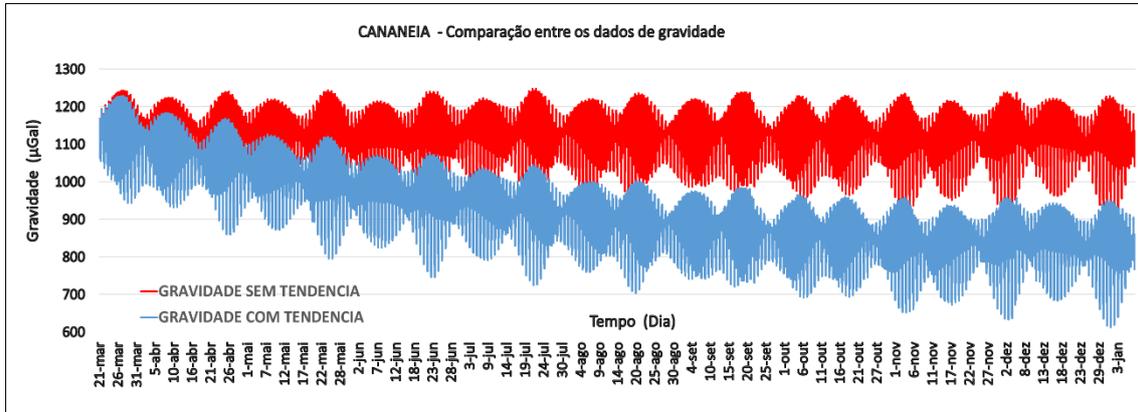
As equações foram subtraídas dos dados gravimétricos, permitindo, assim, a eliminação da tendência decrescente. Os resultados comparativos podem ser visualizados nas Figuras 5, 6 e 7:

$$y = 5E - 07x^2 - 0,0748x + 11186 \quad (1)$$

$$y = 4E - 07x^2 - 0,0852x + 64020 \quad (2)$$

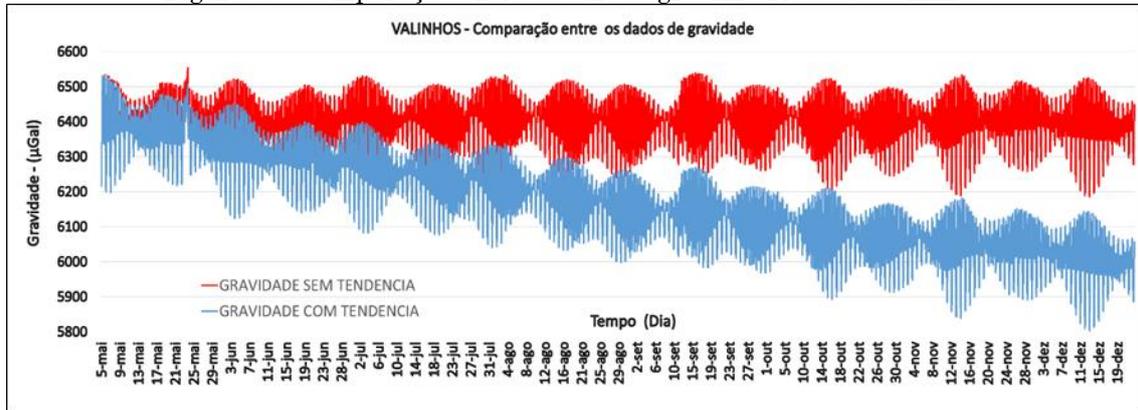
$$y = 7E - 07x^2 - 0,1102x + 38789 \quad (3)$$

Figura 5 – Comparação entre as curvas gravimétricas de Cananeia.



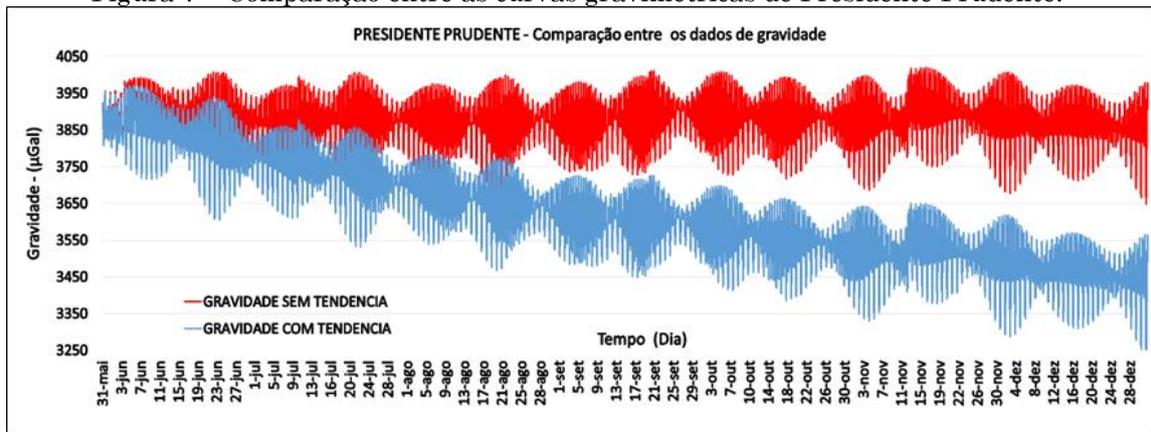
Fonte: elaborada pelos autores.

Figura 6 – Comparação entre as curvas gravimétricas de Valinhos.



Fonte: elaborada pelos autores.

Figura 7 – Comparação entre as curvas gravimétricas de Presidente Prudente.



Fonte: elaborada pelos autores.

Em seguida, o software *ETERNA34* (WENZEL, 1996) foi utilizado para determinar a amplitude e fase das componentes harmônicas utilizadas na geração de modelos de maré terrestre. Para isso, foi necessário transformar

os dados gravimétricos, que estavam em μGal , para a unidade de processamento usada pelo *ETERNA34*, que é nm/s^2 . Com as informações de amplitude e fase, pôde-se sintetizar a maré terrestre utilizando o software *Tsoft*. A Tabela 2 apresenta o nome e a frequência das componentes Harmônicas utilizadas na geração do modelo de maré terrestre.

Tabela 2 – Principais ondas de maré terrestre (* cpd – ciclos por dia)

Símbolo Darwin	Componente Harmônica	Frequência (cpd*)
Q ₁	Lunar elíptica maior	0,8932441
O ₁	Lunar principal	0,9295357
M ₁	Lunar elíptica menor	0,9664463
K ₁	Lunar declinacional	1,0027379
J ₁	Lunar elíptica pequena	1,0390296
OO ₁	Lunar de 2 ^a ordem	1,0759401
2N ₂	Lunar elíptica de 2 ^a ordem	1,8596903
N ₂	Lunar elíptica maior	1,8959820
M ₂	Lunar principal	1,9322736
L ₂	Lunar elíptica menor	1,9685653
S ₂	Solar principal	2,0000000
M ₃ M ₆		1,8596903

Fonte: adaptado de AGNEW (1997)

2 Resultados e Discussão

2.1 Modelo Preliminar de Maré Terrestre

Os dados gravimétricos gravados no equipamento podem ser considerados como a soma de diversos efeitos incluindo a maré terrestre, a carga oceânica, o movimento do polo e outros. Esses dados gravimétricos foram utilizados a fim de sintetizar um modelo, aqui denominado, preliminar de maré terrestre, para cada estação geodésica. Os resultados obtidos pelo software *ETERNA34*, a partir da análise dos dados gravimétricos, são apresentados nas tabelas a seguir. A amplitude teórica apresentada (A_t) é obtida a partir de um modelo inelástico rígido para um planeta sem oceanos de *Wahr-Dehant* (COSTA, 2007). FA representa o fator de amplitude, σ_{FA} o seu respectivo desvio-padrão, F representa a fase e σ_F o seu desvio-padrão. O

fator de amplitude multiplicado pela amplitude teórica determina a amplitude medida (A). A Tabela 3 apresenta o modelo preliminar de maré terrestre com os valores de amplitude e fase de cada componente harmônica observada na estação geodésica de Cananeia. Considerando-se as duas principais componentes do modelo, M_2 e O_1 , observou-se que, para a componente harmônica Lunar principal (M_2), obteve-se uma amplitude de $71,70086 \pm 0,00144 \mu\text{Gal}$ e fase $2,368 \pm 0,071^\circ$; e para a componente Lunar principal diurna (O_1), a amplitude obtida foi de $27,70201 \pm 0,00431 \mu\text{Gal}$ e a fase $-1,593 \pm 0,212^\circ$.

Tabela 3 – Modelo preliminar de maré terrestre para a estação geodésica de Cananeia.

Onda	Freq. Min	Freq. Max	A_t (μGal)	FA	A (μGal)	σ_{FA}	F ($^\circ$)	σ_F
Q_1	0,50137	0,91139	4,55494	1,19964	5,464288	0,02043	-0,8223	0,9756
O_1	0,911391	0,947991	23,78999	1,16444	27,70202	0,00431	-1,5936	0,2122
M_1	0,947992	0,981854	1,87000	1,11484	2,084751	0,07048	1,7770	3,6227
K_1	0,981855	1,023622	33,44386	1,133	37,89189	0,00279	-0,5527	0,1412
J_1	1,023623	1,057485	1,87069	1,17101	2,190597	0,05366	1,4051	2,6269
OO_1	1,057486	1,470243	1,02330	1,31575	1,346407	0,15279	2,4033	6,6553
$2N_2$	1,470244	1,880264	1,88513	1,17473	2,214519	0,03345	4,2871	1,6309
N_2	1,880265	1,914128	11,80328	1,1837	13,97154	0,00708	1,8057	0,3428
M_2	1,914129	1,950419	61,64687	1,16309	71,70086	0,00144	2,3684	0,071
L_2	1,95042	1,984282	1,74263	1,17547	2,048409	0,05572	5,7897	2,7154
S_2	1,984283	2,451943	28,67873	1,16756	33,48414	0,00315	2,9008	0,1545
M_3M_6	2,451944	7,000000	1,09707	1,27489	1,398644	0,02708	-2,8243	1,217

Fonte: elaborada pelos autores.

A Tabela 4 apresenta o modelo preliminar de maré terrestre com os valores de amplitude e fase de cada componente harmônica observada na estação geodésica de Valinhos. Para a componente harmônica (M_2) Lunar principal, encontrou-se para amplitude e fase os valores de $74,51553 \pm 0,00212 \mu\text{Gal}$, e $1,867 \pm 0,103^\circ$, respectivamente. Para a componente Lunar principal diurna (O_1), a amplitude foi de $25,7884 \pm 0,00781 \mu\text{Gal}$, e a fase $-1,1893 \pm 0,387^\circ$. Na Tabela 5, é apresentado o modelo preliminar de maré terrestre com os valores de amplitude e fase calculados para a estação geodésica de Presidente Prudente. Considerando-se a principal onda semi-diurna, Lunar principal (M_2), encontrou-se a amplitude de $74,87075 \pm$

0,0,01494 μGal , e fase de $2,082 \pm 0,149^\circ$. Para a componente Lunar principal diurna (O_1), a amplitude foi de $25,43042 \pm 0,0,00776 \mu\text{Gal}$, e a fase $0,271 \pm 0,378^\circ$.

Tabela 4 – Modelo preliminar de maré terrestre para a estação geodésica de Valinhos.

Onda	Freq. Min	Freq. Max	$A_t (\mu\text{Gal})$	FA	$A (\mu\text{Gal})$	σ_{FA}	$F (^\circ)$	σ_F
Q ₁	0,501370	0,911390	4,27532	1,25036	5,345689	0,03712	2,5367	1,6991
O ₁	0,911391	0,947991	22,32959	1,1549	25,78844	0,00781	-1,1893	0,3876
M ₁	0,947992	0,981854	1,75521	1,36348	2,393194	0,1187	10,564	4,9855
K ₁	0,981855	1,023622	31,39083	1,12900	35,44025	0,00515	0,261	0,2615
J ₁	1,023623	1,057485	1,75585	1,26323	2,218042	0,09867	-8,6456	4,4769
OO ₁	1,057486	1,470243	0,96048	1,47083	1,412703	0,23915	-2,7676	9,3119
2N ₂	1,470244	1,880264	1,9453	1,15491	2,246646	0,04796	-2,7011	2,3797
N ₂	1,880265	1,914128	12,18003	1,21101	14,75014	0,01036	2,7699	0,49
M ₂	1,914129	1,950419	63,61455	1,17136	74,51554	0,00212	1,8672	0,1036
L ₂	1,950420	1,984282	1,79825	1,11957	2,013267	0,07878	12,8144	4,0305
S ₂	1,984283	2,451943	29,59411	1,17595	34,80119	0,00464	2,2391	0,226
M ₃ M ₆	2,451944	7,000000	1,15004	1,22618	1,410156	0,0425	3,5898	1,9857

Fonte: elaborada pelos autores.

Tabela 5 – Modelo preliminar de maré terrestre para a estação geodésica de Pres. Prudente.

Onda	Freq. Min	Freq. Max	$A_t (\mu\text{Gal})$	FA	$A (\mu\text{Gal})$	σ_{FA}	$F (^\circ)$	σ_F
Q ₁	0,501370	0,911390	4,14565	1,11231	4,611248	0,03765	-4,8086	1,9398
O ₁	0,911391	0,947991	21,65231	1,17449	25,43042	0,00776	0,2714	0,3787
M ₁	0,947992	0,981854	1,70197	1,19779	2,038603	0,11353	-8,1869	5,4331
K ₁	0,981855	1,023622	30,43871	1,13862	34,65812	0,00499	0,1155	0,251
J ₁	1,023623	1,057485	1,70259	1,1741	1,999011	0,09842	9,7296	4,7991
OO ₁	1,057486	1,470243	0,93135	1,17331	1,092762	0,2734	3,4671	13,3491
2N ₂	1,470244	1,880264	1,97017	1,79289	3,532298	0,07225	12,6991	2,3082
N ₂	1,880265	1,914128	12,33571	1,14468	14,12044	0,01494	-4,6065	0,7477
M ₂	1,914129	1,950419	64,42767	1,16209	74,87075	0,00302	2,0819	0,1488
L ₂	1,950420	1,984282	1,82124	0,31644	0,576313	0,1138	26,5046	20,6088
S ₂	1,984283	2,451943	29,97239	1,14887	34,43438	0,00659	0,4759	0,3287
M ₃ M ₆	2,451944	7,000000	1,1721	1,05384	1,235206	0,05014	4,7607	2,7264

Fonte: elaborada pelos autores.

2.2 Modelo de Carga Oceânica

A Carga Oceânica é a deformação da crosta terrestre causada pela redistribuição da massa oceânica sobre ela (AGNEW, 1997). Os movimentos das massas de água provocam alterações no campo gravitacional da Terra resultando em deslocamentos verticais adicionais na crosta terrestre.

Portanto, é necessário utilizar seus harmônicos de maior amplitude para calcular o efeito da carga oceânica na maré terrestre. Segundo COSTA (2007), o modelo *FES95.2*, é o modelo de carga oceânica que melhor se ajustou para o estado de São Paulo. Nas Tabelas 6, 7 e 8 são apresentadas as amplitudes e fases deste modelo global de carga oceânica aplicado às coordenadas de cada uma das três estações. Cada modelo foi obtido no formato *HARPOS.BLQ* através do site: <http://holt.oso.chalmers.se/loading/> e foi posteriormente convertido utilizando um *script* computacional no aplicativo *ActivePerl*, que pode ser encontrado no site: www.activestate.com/activeperl, a fim de se obter as amplitudes e fases de cada componente harmônica.

Tabela 6 – Modelo de carga oceânica (FES95.2) para Cananeia - SP

Onda	Amplitude (m/s ²)	Amplitude (μGal)	Fase (°)
M ₂	3,09E-08	3,090	67,65
S ₂	1,64E-08	1,640	71,55
K ₁	3,03E-09	0,303	93,52
O ₁	9,29E-09	0,929	126,42
N ₂	7,04E-09	0,704	55,65
P ₁	1,32E-09	0,132	96,52
K ₂	3,78E-09	0,378	80,65
Q ₁	2,45E-09	0,245	144,72
M _f	4,70E-10	0,047	-143,80
M _m	3,40E-10	0,034	-169,60
S _{sa}	1,90E-10	0,019	-178,40

Fonte: OSO (2018).

Tabela 7 – Modelo de carga oceânica (FES95.2) para Valinhos - SP

Onda	Amplitude (m/s ²)	Amplitude (μGal)	Fase (°)
M ₂	2,65E-08	2,650	64,93
S ₂	1,14E-08	1,140	61,43
K ₁	1,70E-09	0,170	112,17
O ₁	6,09E-09	0,609	125,57
N ₂	5,82E-09	0,582	56,93
P ₁	7,50E-10	0,075	107,97
K ₂	2,92E-09	0,292	65,93
Q ₁	1,71E-09	0,171	141,87
M _f	5,10E-10	0,051	-157,10
M _m	3,70E-10	0,037	-172,70
S _{sa}	1,80E-10	0,018	-176,90

Fonte: OSO (2018).

Tabela 8 – Modelo de carga oceânica (FES95.2) para Pres. Prudente - SP

Onda	Amplitude (m/s ²)	Amplitude (μGal)	Fase (°)
M ₂	1,89E-08	1,890	63,02
S ₂	7,28E-09	0,728	57,32
K ₁	2,45E-09	0,245	166,61
O ₁	3,90E-09	0,390	148,81
N ₂	4,34E-09	0,434	60,02
P ₁	8,30E-10	0,083	162,01
K ₂	1,86E-09	0,186	60,92
Q ₁	1,14E-09	0,114	154,61
M _f	3,60E-10	0,036	-163,10
M _m	2,80E-10	0,028	-175,00
S _{sa}	1,30E-10	0,013	-177,00

Fonte: OSO (2018).

De acordo com o modelo, a influência da carga oceânica em Cananeia atinge uma amplitude de aproximadamente 12 μGal, o que seria equivalente a uma variação de 3,84 cm de oscilação vertical. Para o modelo de carga oceânica de Valinhos, a influência é de aproximadamente 8 μGal, sendo equivalente a uma variação vertical de 2,56 cm, enquanto que, para Presidente Prudente, a variação apresentada é de aproximadamente 6 μGal, ou 1,92 cm.

2.3 Modelo Final de Maré Terrestre

Após a remoção do efeito da carga oceânica, novos dados de amplitude e fase foram obtidos, gerando um novo modelo, aqui denominado de Modelo Final de Maré Terrestre, para cada uma das três estações geodésicas. As Tabelas 9, 10 e 11, apresentam as amplitudes e fases do modelo final de maré terrestre para Cananéia, Valinhos e Presidente Prudente, respectivamente. Para Cananeia, considerando-se as duas principais componentes do modelo, M₂ e O₁, observou-se uma amplitude de $70,50244 \pm 0,00009$ μGal e fase $0,1561 \pm 0,0046^\circ$; e $26,99165 \pm 0,0003$ μGal e a fase $-0,1634 \pm 0,015^\circ$, respectivamente. Para Valinhos, observou-se que M₂ teve uma amplitude de $73,36984 \pm 0,00011$ μGal e fase $0,1827 \pm 0,0053^\circ$; e O₁ uma amplitude de $25,33627 \pm 0,00029$ μGal e a fase $-0,2274 \pm 0,0148^\circ$.

Para Presidente Prudente, observou-se que M_2 teve uma amplitude de $74,12275 \pm 0,00008 \mu\text{Gal}$ e fase $1,7427 \pm 0,0038^\circ$; e O_1 uma amplitude de $24,93199 \pm 0,00029 \mu\text{Gal}$ e a fase $1,0758 \pm 0,0146^\circ$. Ainda é importante salientar que o desvio padrão neste modelo de maré terrestre apresentou um ajustamento ainda melhor que no modelo preliminar, indicando que a remoção da carga oceânica dos dados gravimétricos permite a produção de modelos mais acurados.

Tabela 9 – Modelo final de maré terrestre para Cananeia

Onda	Freq. Min	Freq. Max	$A_t (\mu\text{gal})$	FA	$A (\mu\text{gal})$	σ_{FA}	$F (^\circ)$	σ_F
Q_1	0,50137	0,91139	4,55494	1,13097	5,1515	0,00141	1,1446	0,0713
O_1	0,911391	0,947991	23,78999	1,13458	26,99165	0,0003	-0,1634	0,015
M_1	0,947992	0,981854	1,87000	1,11015	2,075981	0,00485	-1,787	0,2506
K_1	0,981855	1,023622	33,44386	1,13525	37,96714	0,00019	-0,0764	0,0097
J_1	1,023623	1,057485	1,87069	1,17073	2,190073	0,0037	1,2819	0,181
OO_1	1,057486	1,470243	1,02330	1,3158	1,346458	0,01052	2,5373	0,4584
$2N_2$	1,470244	1,880264	1,88513	1,14704	2,16232	0,00213	1,772	0,1064
N_2	1,880265	1,914128	11,80328	1,1411	13,46872	0,00045	-1,6277	0,0227
M_2	1,914129	1,950419	61,64687	1,14365	70,50244	0,00009	0,1561	0,0046
L_2	1,95042	1,984282	1,74263	1,10599	1,927331	0,00355	-3,5318	0,1839
S_2	1,984283	2,451943	28,67873	1,14823	32,92978	0,0002	0,1202	0,0100
M_3M_6	2,451944	7,000000	1,09707	1,27662	1,400542	0,00011	-3,0348	0,0050

Fonte: elaborada pelos autores.

Tabela 10 – Modelo final de maré terrestre para Valinhos.

Onda	Freq. Min	Freq. Max	$A_t (\mu\text{gal})$	FA	$A (\mu\text{gal})$	σ_{FA}	$F (^\circ)$	σ_F
Q_1	0,50137	0,91139	4,27532	1,20502	5,151846	0,00139	4,0806	0,0662
O_1	0,911391	0,947991	22,32959	1,13465	25,33627	0,00029	-0,2274	0,0148
M_1	0,947992	0,981854	1,75521	1,39939	2,456223	0,00446	10,1281	0,1824
K_1	0,981855	1,023622	31,39083	1,12933	35,45061	0,00019	0,5562	0,0098
J_1	1,023623	1,057485	1,75585	1,26774	2,225961	0,00371	-8,7519	0,1675
OO_1	1,057486	1,470243	0,96048	1,46895	1,410897	0,00898	-2,7522	0,3501
$2N_2$	1,470244	1,880264	1,9453	1,12933	2,196886	0,00239	-4,5678	0,1215
N_2	1,880265	1,914128	12,18003	1,17119	14,26513	0,00052	0,1833	0,0253
M_2	1,914129	1,950419	63,61455	1,15335	73,36984	0,00011	0,1827	0,0053
L_2	1,95042	1,984282	1,79825	1,04489	1,878973	0,00393	5,01	0,2156
S_2	1,984283	2,451943	29,59411	1,15676	34,23328	0,00023	0,6091	0,0115
M_3M_6	2,451944	7,000000	1,15004	1,22686	1,410938	0,00016	3,5623	0,0076

Fonte: elaborada pelos autores.

Tabela 11 – Modelo final de maré terrestre para Pres. Prudente.

Onda	Freq. Min	Freq. Max	A_t (μgal)	FA	A (μgal)	σ_{FA}	F ($^\circ$)	σ_F
Q ₁	0,50137	0,91139	4,14565	1,06795	4,427347	0,00142	-3,812	0,0763
O ₁	0,911391	0,947991	21,65231	1,15147	24,93199	0,00029	1,0758	0,0146
M ₁	0,947992	0,981854	1,70197	1,19502	2,033888	0,00429	-9,0213	0,2057
K ₁	0,981855	1,023622	30,43871	1,12753	34,32056	0,00019	0,6576	0,0096
J ₁	1,023623	1,057485	1,70259	1,16878	1,989953	0,00372	10,1338	0,1821
OO ₁	1,057486	1,470243	0,93135	1,16847	1,088255	0,01033	3,8407	0,5064
2N ₂	1,470244	1,880264	1,97017	1,76796	3,483182	0,00182	12,7561	0,059
N ₂	1,880265	1,914128	12,33571	1,12436	13,86978	0,00038	-5,8647	0,0192
M ₂	1,914129	1,950419	64,42767	1,15048	74,12275	0,00008	1,7427	0,0038
L ₂	1,95042	1,984282	1,82124	0,23299	0,424331	0,00287	11,484	0,7057
S ₂	1,984283	2,451943	29,97239	1,1378	34,10259	0,00017	0,2872	0,0084
M ₃ M ₆	2,451944	7,000000	1,1721	1,05788	1,239941	0,00012	5,9798	0,0067

Fonte: elaborada pelos autores.

2.4 Modelo Teórico Global de Maré Terrestre

Para fins de comparação, utilizou-se o modelo teórico global de *J. M. Wahr, V. Dahant e P. Defraigne*, obtido através do software *Tsoft*. (DEHANT, DEFRAIGNE e WAHR, 1999).

Este modelo foi aqui denominado “teórico”, pois é um modelo matemático, não baseado em dados experimentais.

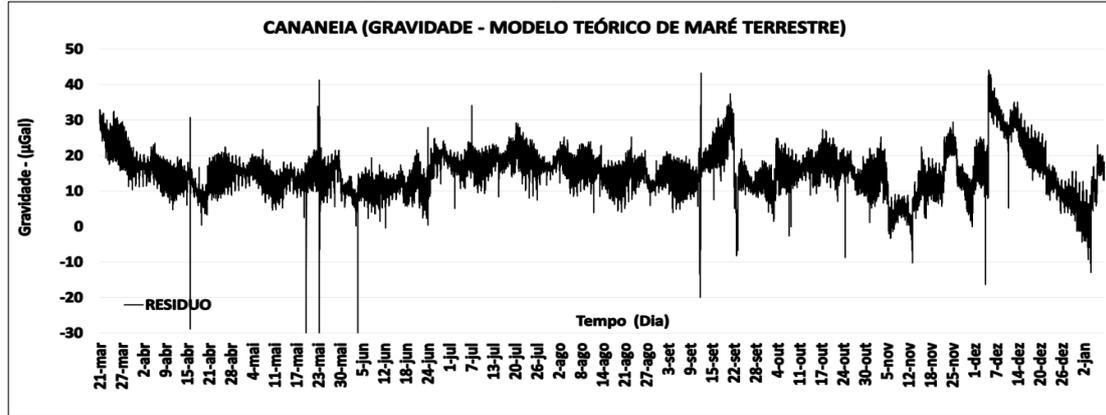
2.5 Análises do Resíduo gerado entre a Gravidade e o Modelo Teórico Global de Maré Terrestre

Os valores de gravidade obtidos através das medições gravimétricas representam, na verdade, a soma de diversos efeitos, que incluem a própria maré terrestre, a carga oceânica, o movimento do polo, entre outros. Já o modelo teórico global representa somente o efeito calculado da maré terrestre. Portanto, o resíduo gerado ao subtrair o modelo teórico dos dados gravimétricos representa a soma de todos os outros efeitos, dentre os quais, o maior é a carga oceânica.

As Figuras 8, 9 e 10 demonstram os resíduos gerados pela subtração entre os dados gravimétricos e o modelo teórico global de maré terrestre. Observa-se que o resíduo gerado na estação de Presidente Prudente é menor

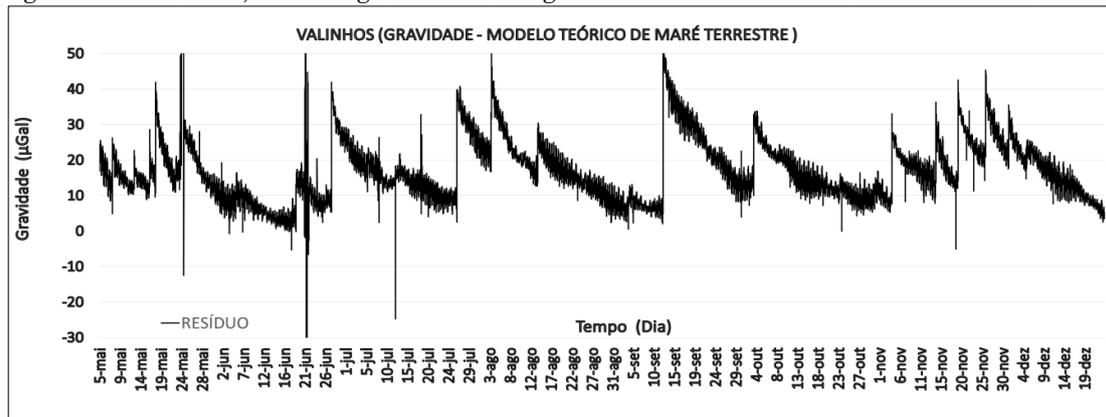
que nas outras estações, apontando para uma diminuição do efeito da carga oceânica à medida que a estação se distânciava da costa.

Figura 8 – Cananeia, resíduo gerado entre a gravidade e o modelo teórico de maré terrestre.



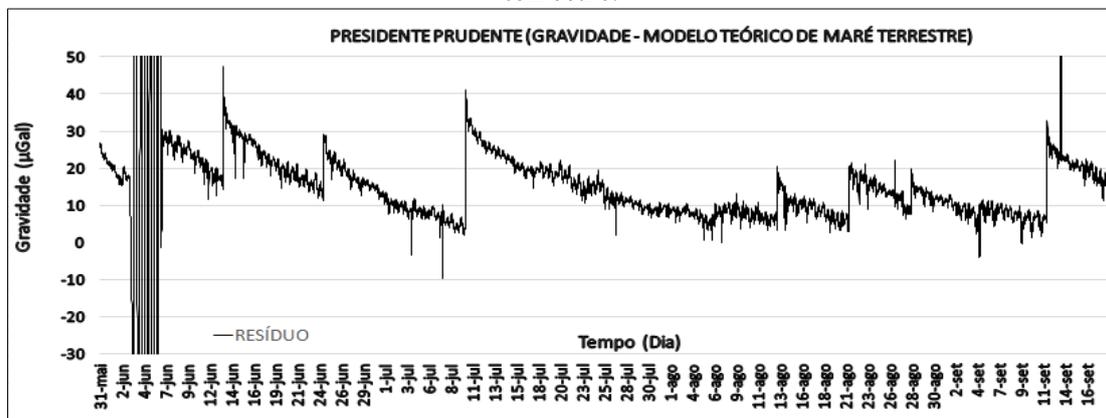
Fonte: elaborada pelos autores.

Figura 9 – Valinhos, resíduo gerado entre a gravidade e o modelo teórico de maré terrestre.



Fonte: elaborada pelos autores.

Figura 10 – Pres. Prudente, resíduo gerado entre a gravidade e o modelo teórico de maré terrestre.



Fonte: elaborada pelos autores.

2.6 Análises entre o Modelo Teórico Global e o Modelo Final de Maré Terrestre

Observa-se que na estação geodésica de Cananeia, a diferença entre o modelo final e o modelo teórico foi de aproximadamente 25 μ Gal, o que representa uma variação de 9,2 centímetros em sua componente vertical. Para as estações de Valinhos e Presidente Prudente, esta diferença média foi de aproximadamente 18 μ Gal (6,6cm) e 13 μ Gal (4,7cm), respectivamente. A Tabela 12 apresenta a comparação (em porcentagem) entre as amplitudes de cada componente harmônica nas três estações geodésicas. É possível observar que, para as principais componentes harmônicas, O_1 e M_2 , o modelo final de maré terrestre se aproxima mais do modelo teórico na estação de Presidente Prudente, ou seja, apresenta uma porcentagem mais próxima de zero. Isso se deve ao fato de a influência da carga oceânica ser menor nesta estação geodésica.

Tabela 12 – Análise da Diferença entre o Modelo Final de Maré Terrestre e o Modelo Teórico (%).

Ondas	NEIA	VALI	PPTE
Q_1	2,0	-4,4	7,1
O_1	1,7	1,7	-0,2
M_1	3,3	-22,0	-4,8
K_1	0,2	0,7	0,4
J_1	-1,2	-9,2	-1,5
OO_1	-13,8	-27,3	-1,5
$2N_2$	0,9	2,5	-52,5
N_2	1,5	-1,1	3,1
M_2	1,6	0,7	1,1
L_2	6,9	12,0	80,4
S_2	1,2	0,4	2,2
M_3M_6	-18,8	-14,2	1,8

Fonte: elaborada pelos autores.

3 Conclusão

Para Diante dos resultados obtidos neste trabalho algumas conclusões podem ser apresentadas. O objetivo inicial que era de determinar modelos de

maré terrestre para cada uma das estações geodésicas com a finalidade de observar a influência da carga oceânica ao longo do continente foi atingido com ressalvas. Na etapa do cálculo do modelo de maré terrestre, observou-se que as componentes obtiveram um bom desvio padrão da amplitude, alcançando valores inferiores a $0,01\mu\text{Gal}$ nas três estações, o que indica um bom resultado das leituras. Porém, para a fase, de maneira geral, não foi obtido um desvio padrão satisfatório. Isso compromete um pouco as comparações entre modelos, pois a diferença de fase entre eles influencia no resultado da amplitude do ruído produzido. Pode-se inferir que as precisões poderiam ser melhoradas com o aumento da série temporal e com a correção dos efeitos atmosféricos.

Ao analisar os modelos de carga oceânica, observou-se que as principais componentes harmônicas, O_1 e M_2 , tiveram uma diminuição da amplitude à medida que o ponto de coleta se afastava da costa. O modelo de carga oceânica em Cananéia apresentou um “*range*” de amplitude de aproximadamente $12\mu\text{Gal}$, o que seria equivalente a uma variação de $3,84\text{ cm}$ de oscilação. Em Valinhos, o “*range*” aproximado de amplitude foi de $8\mu\text{Gal}$, ou $2,56\text{ cm}$, enquanto que, em Presidente Prudente, a variação apresentada foi de aproximadamente $6\mu\text{Gal}$, ou $1,92\text{ cm}$. Assim, observou-se uma diminuição de cerca de 50% na amplitude dos modelos de carga oceânica entre Cananéia e Presidente Prudente. Portanto, é possível concluir que a influência da carga oceânica diminui ao longo do continente, embora não seja possível determinar uma relação direta, já que a estrutura da crosta terrestre local tem uma grande influência.

Através da comparação entre os dados gravimétricos e o modelo teórico de maré terrestre, observou-se que o resíduo gerado ao subtrair o modelo teórico dos dados gravimétricos foi menor na estação de Presidente Prudente, apontando para uma diminuição do efeito da carga oceânica à medida que a estação se distancia da costa.

Observou-se também que, na estação geodésica de Cananeia, a diferença entre o modelo teórico e o modelo final de maré terrestre foi de

aproximadamente 25 μGal , o que representa uma variação de 9,2 cm em sua componente vertical. Para as estações de Valinhos e Presidente Prudente, esta diferença foi de aproximadamente 18 μGal (6,6 cm) e 13 μGal (4,7cm), respectivamente. Estas diferenças estão dentro do esperado, pois, segundo Freitas (1998), em algumas regiões do Globo, a mensuração da maré terrestre regional, quando comparada aos modelos teóricos de maré terrestre, podem apresentar diferenças de até 30 μGal ou 10 cm.

Agradecimentos

À Unicamp pela oportunidade de realização deste trabalho, à CAPES/CNPq pelo apoio financeiro e a todos que contribuíram direta ou indiretamente para este trabalho.

Referências

- AGNEW, D. C. N. A program for computing ocean tide loading. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 102, n. B3, 1997. p. 5109-5110.
- AMARANTE, R. R. **Sistematização do processamento de dados gravimétricos aplicados à determinação do modelo geoidal**. Tese de doutoramento. Faculdade de Engenharia Civil, Arquitetura e Urbanismo, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012. 152 p.
- BAKER, T. F., CURTIS, D. J. e DODSON, A. H. A new test of Earth tide models in central Europe. **Geophysical research letters**, v. 23, n. 24, p. 1996.3559-3562.
- BRETREGGER, K. “**Earth tide effects on geodetic observations.**” Kensington, Australia : School of Surveying, University of New South Wales, 1978.
- CORDINI, J. Estudo dos Aspectos Geodinâmicos no *Datum* Vertical do SGB. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 4, n. 1, 1998.
- COSTA, D. S., **Variação do nível médio do mar-técnicas para a avaliação**. Dissertação de mestrado – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. 102 p.

- DEHANT, V., DEFRAIGNE, P. e WAHR, J. M. Tides for a convective Earth. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B1, 1999. p. 1035-1058,
- FREITAS, S. R. C. e CORDINI, J. Implicações Geodinâmicas no Posicionamento Geodésico. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 3, n. 1, 1998.
- GEMAEL, C. **Marés terrestres: aplicações geodésicas**. Curitiba, CPGCG, 1986. 80p.
- MELCHIOR, P. **The Tides of the Planet Earth**. [S.l]: Pergamon Press. 1983.
- RICHTER, B. e WARBURTON, R. A new generation of superconducting gravimeters. **Proceedings of the 13th International Symposium on Earth Tides**, Brussel. Bruxelas: Royal Observatory of Belgium, 1998. pp. 545-556.
- OSO, Onsala Space Observatory. Welcome to the free ocean tide loading provider. Site <<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>>, acessado em setembro de 2018.
- VAN CAMP, M. e VAUTERIN, P., Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides, **Computers & Geosciences**, 2005. pp. 631-640,
- WAHR, J. M. Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, 1981.
- WENZEL, H. G. The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.3. **Bull. d'Inf. Marées Terr** 124, 1996. pp. 9425–9439. Site: <<http://www.eas.slu.edu/GGP/ETERNA34/MANUAL/ETERNA33.HTM>> Acessado em janeiro de 2017.
- YU, H. J., GUO, J. Y., LI, J. L., MU, D. P. e KONG, Q. L. Zero Drift and Solid Earth Tide extracted from Relative Gravimetric data with Principal Component Analysis. **Geodesy and Geodynamics**, vol. 6, n° 2, 2015. pp. 143 -150.