

ESTUDO DE ALTERNATIVAS PARA COMBINAR ALTIMETRIA E GRAVIMETRIA POR SATÉLITES PARA USO EM REGIÕES DE BAIXA COBERTURA GRAVIMÉTRICA CONVENCIONAL

KAROLINE PAES JAMUR
SILVIO ROGÉRIO CORREIA DE FREITAS

Universidade Federal do Paraná - UFPR
Setor de Ciências da Terra
Departamento de Geomática, Curitiba - PR
{kjamur, sfreitas}@ufpr.br

RESUMO - Neste trabalho apresenta-se uma estratégia baseada na fusão de Modelos do Geopotencial Globais (MGGs) e Modelos Digitais de Elevação (MDEs) com o intuito de modelar o campo de gravidade da Terra em médias e altas frequências com diferentes comprimentos de onda utilizando a Técnica RTM (*Residual Terrain Model*). A área teste utilizada se encontra na região de Imbituba – SC onde se localiza o Datum Vertical Brasileiro (DVB). A área de estudos associada situa-se entre o oceano e um maciço rochoso, variando de aproximadamente -120m em profundidade a 1200m de elevação e onde existem observações GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) sobre referência de nível para fins de avaliação. Em vista da fusão de modelos, os resultados absolutos indicaram uma significativa melhora na resolução relativamente àquela do MGG original para a região.

Palavras chave: Técnica *Remove-Restore*, técnica RTM, missões CHAMP, GRACE e GOCE.

ABSTRACT – In this paper it is shown a strategy based on the fusion of the geopotential Global Models (GGMs) and Digital Terrain Models (DTMs) in order to model the Earth's gravity field in medium and high frequencies at different wavelengths by using the RTM (*Residual Terrain Model*) technique. The test area used is in the Imbituba - SC region where is situated the Brazilian Vertical Datum (BVD). In the selected work area there is an abrupt variation of topography, or, lies between the ocean and mountains, ranging from -120m in depth to 1200m in elevation, and where there GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) observations on benchmarks for evaluation purposes. Considering the obtained corrections on GGMs satellite only the absolute evaluations shown an improvement in the fitting of such mixed models related to that of the original GGM.

Key words: Remove-Restore technique, RTM technique, CHAMP, GRACE and GOCE missions.

1 INTRODUÇÃO

Em áreas terrestres desprovidas de informações de gravidade, os dados dos satélites específicos para o estudo do campo de gravidade CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*), GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) e GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*) podem contribuir para melhorar o seu conhecimento. Nesta condição, é necessário utilizar os dados terrestres locais para a obtenção dos curtos comprimentos de onda. Geralmente, as resoluções das altas frequências estão associadas a efeitos gravitacionais provenientes da topografia. Tais informações podem ser as obtidas da gravimetria terrestre, marinha ou aérea, com altas densidades amostrais, em geral não factíveis na prática ou dos efeitos gravitacionais modelados a partir de dados da topografia. Estes dados, tais como os possibilitados pela altimetria por satélites

sobre os oceanos e pelos Modelos Digitais de Elevação (MDEs) nas porções continentais e ainda a batimetria oceânica sendo que este último possibilita tratar as diferentes densidades abaixo do geóide nas porções oceânicas.

Alguns MGGs, chamados combinados, onde foram utilizados os dados gravimétricos e altimétricos referidos e observações das missões GRACE e GOCE são usualmente apresentados com graus e ordem de desenvolvimento harmônico iguais ou superiores a 360 (e.g. EIGEN-5C com $n=m=360$ e EIGEN-6C com $n=m=1420$, da série EIGEN - *European Improved Gravity model of the Earth by New techniques* - ICGEM, 2012). Este tipo de MGG pode também ser estendido a maiores graus máximo, como o *Earth Gravity Model 2008* (EGM2008) dos US *National Geospatial-Intelligence Agency* que está completo até o grau 2190 e ordem 2159 dos coeficientes harmônicos. Assim sendo, a

análise dos efeitos das massas topográficas anômalas e efeitos da batimetria têm papel fundamental no desenvolvimento dos MGGs permitindo resoluções para comprimentos de onda de até cerca de 9 km como é o caso do EGM2008. Contudo, quanto mais elevados os graus e ordens destes modelos, maiores os problemas numéricos associados ao desenvolvimento harmônico devido à grande quantidade de dados a serem integrados em escala global, muitas vezes, em referenciais distintos. Também, a resolução destes modelos, em geral, não é uniforme no globo, dependendo da existência de informações nas diversas regiões e tipo de terreno amostrado. Assim, quando se visa uma resolução melhor que a apresentada em regiões delimitadas, busca-se uma modelagem regional do geóide, com base em um modelo global e com incorporação e uma maior densidade de informações na região abrangida, gerando-se os denominados MGGs adaptados. Então, um aspecto fundamental a ser considerado é o da menor dependência da gravimetria regional aportada por modelos advindos de satélite, assim como, para regiões com baixa cobertura de gravimetria terrestre.

A eliminação dos efeitos das massas topográficas e de compensação para a redução da gravidade observada ao geóide é bastante complexa, principalmente em áreas com grande variação de relevo. Sendo assim foi efetuada a modelagem da superfície equipotencial para uma área teste de 1° x 1° com centro em Imituba – SC, na região do Datum Vertical Brasileiro (DVB), onde buscou-se resolver comprimentos de onda superiores aos de grau e ordem 360 com resolução espacial na ordem de 100m.

2 DECOMPOSIÇÃO ESPECTRAL

Segundo Schwarz (1984) é possível dividir o espectro total de gravidade em baixa (*l*), média (*m*), alta (*s*) e altíssima (*vs*) frequência, ou longo, médio, curto e curtíssimos comprimentos de onda. Em vista da evolução dos métodos de aquisição de informações relativas ao campo da gravidade da Terra, uma visão atual de tal divisão (Jamur et al., 2012) é apresentada na Figura 1. Dentro desta visão atual, as missões de gravimetria por satélite permitem estender o grau de resolução dos denominados grandes comprimentos de onda até cerca de 250 como os modelos oriundos da missão GOCE (ESA, 2012). Também os erros de comissão foram reduzidos nos médios comprimentos de onda em vista das técnicas mais atuais de combinação de dados com possibilidades de realização de MGGs de graus elevados com erros de omissão somente abaixo da resolução espacial de 5' como é o caso do EGM2008 (Pavlis, 2008). Técnicas como, por exemplo, a RTM possibilita o resgate do sinal gravitacional de feições em curtíssimos comprimentos de onda.

Pode-se dizer que cada grandeza *f* pode ser decomposta na forma (Schwarz, 1984):

$$f = f_l + f_m + f_s + f_{vs} \quad (1)$$

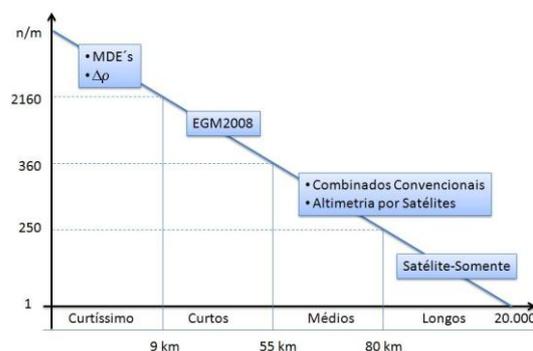


Figura 1 – Espectro da gravidade e fonte de dados. A escala nos eixos foi desconsiderada para a obtenção de uma visão mais clara da divisão.

A proposta para uma solução numérica do potencial de gravidade no PVCG é efetuada com base na separação do espectro em partes, fazendo modelagem local, regional e global (Sansó, 2006).

Podem-se considerar no mínimo duas abordagens na modelagem do sinal da alta frequência do campo da gravidade terrestre: o método clássico Remove Restaurar (*Remove – Restore / RR*) e a Modelagem da Topografia Residual (*Residual Terrain Model / RTM*), esta última atualmente aplicada com grande sucesso para a modelagem em regiões montanhosas em vista das potencialidades de novos MDEs e MGGs (Hirt, 2010), e que contempla aspectos promissores para os estudos aqui abordados.

2.1 Técnica *Remove-Restore*

A técnica RTM consiste em calcular os efeitos dos curtos comprimentos de onda do campo de gravidade da Terra com base em uma superfície topográfica de referência "média" cuja resolução espectral está associada ao do MGG utilizado. Esta superfície suavizada atua como um filtro passa alta na superfície modelada por um MDE de alta resolução, removendo os longos comprimentos de onda relacionados com os envolvidos no MGG. As massas topográficas acima desta superfície de referência são removidas e os vazios dessa são preenchidos. Detalhes deste método de redução podem ser encontrados em Forsberg e Tscherning (1981).

O efeito direto na gravidade para esse método de redução pode ser expresso como (Forsberg, 2009):

$$\delta A_{RTM} = G\rho \int_E \int_{H_{ref}}^H \int \frac{(H-z)}{s^3(x_p-x, y_p-y, H-z)} dx dy dz \quad (2)$$

onde *H* é a altitude e *H_{ref}* representa a altitude da superfície de referência, *ρ* é a densidade das massas topográficas e *z* é a altura relativa à superfície de referência. A superfície de referência pode ser definida como qualquer superfície suave que represente a elevação média da região, ou por meio de uma superfície com modelagem desenvolvida em série de harmônicos

esféricos. Neste último caso, as anomalias de densidade do modelo residual do terreno correspondem a uma distribuição normal da densidade, com topografia e batimetria modeladas também por uma série de harmônicos esféricos. Assim, este efeito corresponde ao campo de gravidade residual correspondente aos comprimentos de onda omitidos no MGG desenvolvido em série de harmônicos esféricos (Forsberg, 1984).

A redução RTM, quando a elevação média calculada é adequada o suficiente para representar os longos comprimentos de onda da topografia, tem a forma aproximada (Forsberg, 2009):

$$\delta A_{RTM} = 2\pi G\rho(H - H_{ref}) - ct \quad (3)$$

O primeiro termo da Eq.3 é a diferença entre duas placas de Bouguer, a primeira calculada com a espessura da altitude do ponto de cálculo e a segunda com a altitude da superfície de referência. Assim, as massas topográficas acima do geóide são removidas com a redução de Bouguer completa e, em seguida, são restaurados com a placa de Bouguer de referência. Esta fórmula apresenta também a importância da correção do terreno (*ct*) no método RTM.

De acordo com Forsberg e Tscherning (1997) o potencial anômalo resultante das massas residuais associadas com o MDE pode ser expresso, depois de algumas simplificações, como:

$$T_{RTM} = G\rho(H - H_{ref}) \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1}{l_0} dx dy \quad (4)$$

onde l_0 é a distância planar entre as projeções do elemento de massa e do ponto de cálculo na mesma superfície de referência associada com a grade usada. Esta integral é referida como uma aproximação linear por Moritz (1968). No contexto da decomposição espectral, o potencial perturbador pode ser apresentado pela seguinte expressão:

$$T = T_{\Delta g_{RTM}} + T_{MGG} + T_{RTM} \quad (5)$$

A solução RTM pode ser aplicada a várias quantidades do campo de gravidade como, por exemplo: anomalia da gravidade; altura geoidal; anomalia de altitude; deflexão da vertical. Uma vez que as características dos sistemas de altitude Brasileira, onde as altitudes normal-ortométricas estão mais próximas das alturas normais, optou-se modelar a anomalia de altitude. A redução RTM conduz a uma correção que pode ser associada com a determinação do quase geóide. Aplicando o teorema de Bruns na Eq. 5, temos:

$$\zeta = \zeta_{\Delta g_{RTM}} + \zeta_{MGG} + \zeta_{RTM} \quad (6)$$

O termo $\zeta_{\Delta g_{RTM}}$ é recuperado pela integral de Stokes e ζ_{RTM} é apresentado em uma aproximação linear como:

$$\begin{aligned} \zeta_{RTM} &= \frac{G\rho}{\gamma} \int_E \int_{H_{ref}}^H \int \frac{1}{s(x_p - x, y_p - y, H - z)} dx dy dz \\ &= \frac{G\rho(H - H_{ref})}{\gamma} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{s_0} dx dy \end{aligned} \quad (7)$$

onde s é a distância planar.

3 EXPERIMENTOS E METODOLOGIA

3.1 Área teste

A área de estudos utilizada nesse trabalho compreende as latitudes 28,74°S; 27,74°S e longitudes 49,16°W; 48,16°W localizada na região do DVB. Para evitarem-se os inconvenientes de efeitos de borda nos produtos desenvolvidos, explorou-se nas soluções mais 1° adicional em cada lado da região de estudos. A região do DVB se localiza em uma área com variação brusca de topografia, ou seja, se encontra entre o oceano e um maciço rochoso, variando de aproximadamente -120m a 1200m.

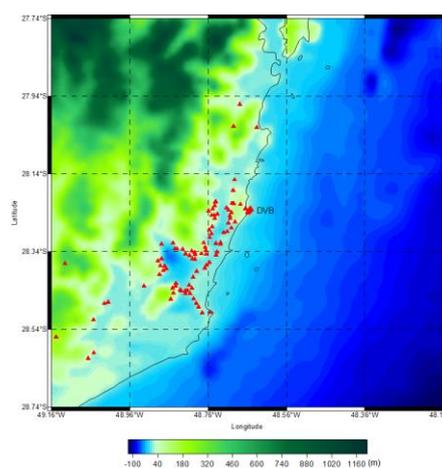


Figura 2 – Área de estudos*.

*Triângulos vermelhos são dados GNSS/Niv disponíveis.

3.2 Cálculo do RTM em anomalias de altitude

O princípio da solução RTM proposta consiste em combinar os longos comprimentos de ondas fornecidos pelo MGG e outra parcela baseada no refinamento do campo da gravidade obtido pelo efeito da topografia local de alta resolução visando a melhoria do MGG. Para isto, utiliza-se MDEs, neste trabalho foi utilizado o MDE GMRT2.0 (*Global Multi-Resolution Topography Model* versão 2.0 – cuja resolução continental é 10m nos EUA, 30m no resto do globo, e inclui a batimetria com resolução espacial de 100 m e em algumas regiões costeiras de até 50 m) obtido pelo GeoMapApp© versão 3.1.6 (<http://www.geomapapp.org/>).

No cálculo dos MGGs, os efeitos topográficos de longos comprimentos de onda são removidos. Em outras palavras, o efeito do terreno já é incluído nos coeficientes

do MGG. Os MDEs usados para a geração dos MGG são usualmente desenvolvidos em harmônicos esféricos, expansão que é compatibilizada com o grau do MGG. Em consequência, os efeitos da alta frequência do terreno não são, em geral, considerados na solução global. A separação espectral dos MDEs foi feita usando análise de superfície de harmônicos esféricos desenvolvidos em diferentes graus. Na prática, uma filtragem dos modelos de alta resolução foi aplicada para o cálculo do efeito das altas frequências do terreno sobre o geóide. Para a filtragem foi usado o MDE DTM2006.0 (Pavlis, 2007), MDE construído em expansão de harmônicos esféricos, com desenvolvimento em vários grau e ordem em compatibilidade com a expansão dos MGGs mais recentes das missões CHAMP, GRACE e GOCE e o EGM2008 nos comprimentos de onda 100, 160, 250, 360, 720, 1420 e 2159 como mostra o quadro a seguir:

Grau e ordem	MGG utilizado
100	✓ CHAMP03S
160	✓ GRACE03S
	✓ EGM2008
250	✓ GOCETIM_R2
	✓ GOCO02S
	✓ EGM2008
360	✓ EIGEN-5C
	✓ EGM2008
720	✓ EGM2008
1420	✓ EIGEN-6C
	✓ EGM2008
2159	✓ EGM2008

Quadro 1 – Grau e ordem do DTM2006.0 com compatibilidade aos MGG utilizados.

No presente trabalho, o cálculo do efeito RTM foi realizado por FFT, dividindo em regiões de acordo a distância entre o ponto de cálculo e o ponto de integração. O programa da IAG-International Geoid School, do conjunto GRAVSOFT, o TcFour (Forsberg, 2009) utiliza duas grades para o cálculo:

- Grade Detalhada ou de Alta resolução (MDE₁): Esta grade é a que recupera a maior parte do efeito do terreno sobre a grandeza do campo da gravidade devido à proximidade do ponto de cálculo, e é considerada até um raio R_ρ . Nesse caso a grade de maior resolução foi a do GMRT v2.0 utilizando $R_\rho=220$ km.
- Grade de Referência (MDE_{Ref}): Esta grade serve como filtro de passa alta. A grade de referência nesta pesquisa foi a do DTM2006.0.

Os dados de anomalia de altura foram obtidos para longos e curtos comprimentos de onda. A parcela de comprimentos de onda longos foi adquirida diretamente do MGG. A parcela de curto comprimento de onda foi obtida a partir de informação topográfica local e do contexto global da metodologia RTM.

A solução final ($\zeta_F^{N_{100 \rightarrow 2159}}(\varphi, \lambda)$) foi obtida da combinação das anomalias de altitude provenientes do MGG ($\zeta_{MGG}^{N_{100 \rightarrow 2159}}(\varphi, \lambda)$) e o do efeito residual do terreno ($\zeta_{RTM}^{N_{100 \rightarrow 2159}}(\varphi, \lambda)$).

$$\zeta_F^{N_{100 \rightarrow 2159}}(\varphi, \lambda) = \zeta_{MGG}^{N_{100 \rightarrow 2159}}(\varphi, \lambda) + \zeta_{RTM}^{N_{100 \rightarrow 2159}}(\varphi, \lambda) \quad (8)$$

A figura 3 apresenta a anomalia de altitude do MGG em grau e ordem 250 ($\zeta_{MGG}^{N_{250}}(\varphi, \lambda)$). A figura 4 apresenta a solução RTM em grau e ordem 250 ($\zeta_{RTM}^{N_{250}}(\varphi, \lambda)$) e a figura 5 apresenta a solução final ($\zeta_F^{N_{250}}(\varphi, \lambda)$).

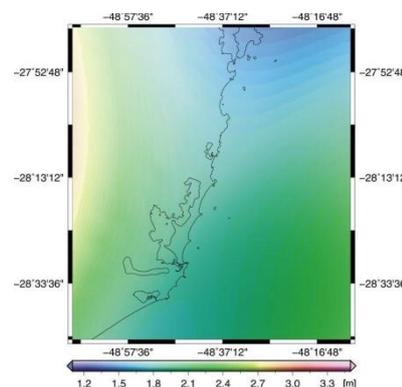


Figura 3 – Anomalia de altitude do MGG em grau e ordem 250 para a região de estudos.

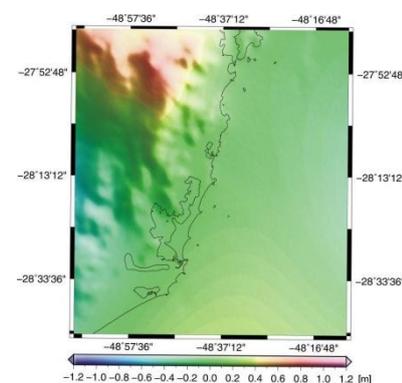


Figura 4 – Solução RTM em grau e ordem 250 para a região de estudos.

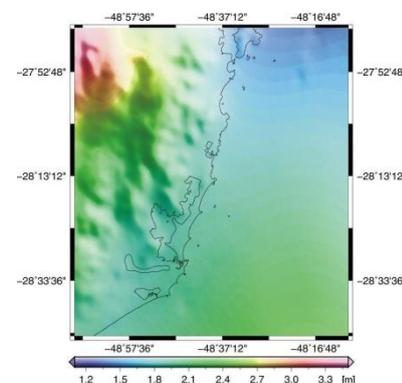


Figura 5 – Solução final para a região de estudos.

4 RESULTADOS

A avaliação absoluta dos MGGs e das soluções finais na região de estudos obtidas da combinação das altitudes anômalas fornecidas pelos MGGs ($\zeta_{MGG}^{N_{100} \rightarrow 2159}(\varphi, \lambda)$) e os efeitos residuais do terreno ($\zeta_F^{N_{100} \rightarrow 2159}(\varphi, \lambda)$) foi efetuada com base em 112 observações GNSS/Niv na região, fazendo:

$$\begin{aligned} \mathcal{E}_{Absoluto \rightarrow MGG} &= \zeta_{GNSS/Niv} - \zeta_{MGG}^{N_{100} \rightarrow 2159} \\ \mathcal{E}_{Absoluto \rightarrow F} &= \zeta_{GNSS/Niv} - \zeta_F^{N_{100} \rightarrow 2159} \end{aligned} \quad (9)$$

onde:

$$\zeta_{GNSS/Niv} = h - H^N \quad (10)$$

Os resultados estão apresentados nos quadros 2 e 3.

$\mathcal{E}_{Absoluto \rightarrow MGG}$		Média	Desvio médio	Desvio padrão	rms
		(m)	(m)	(m)	(m)
100	CHAMP03S	-1,75	0.19	0.27	1.75
160	GRACE03S	-0,97	0.10	0.15	0.97
	EGM2008	-1,07	0.12	0.19	1.07
250	GOCETIM_R2	-0,51	0.11	0.16	0.53
	GOCO02S	-0,51	0.11	0.16	0.52
	EGM2008	-0,68	0.09	0.13	0.69
360	EIGEN-5C	-0,16	0.15	0.19	0.25
	EGM2008	-0,36	0.12	0.16	0.39
720	EGM2008	-0,36	0.09	0.12	0.37
1420	EIGEN-6C	-0,23	0.10	0.13	0.26
	EGM2008	-0,32	0.09	0.13	0.34
2159	EGM2008	-0,32	0.10	0.13	0.34

Quadro 2 – Avaliação absoluta dos MGGs na região de estudos

$\mathcal{E}_{Absoluto \rightarrow F}$		Média	Desvio médio	Desvio padrão	rms
		(m)	(m)	(m)	(m)
100	CHAMP03S	1,80	0.15	0.22	1.79
160	GRACE03S	-0,35	0.11	0.16	0.37
	EGM2008	-0,45	0.11	0.17	0,47
250	GOCETIM_R2	-0,43	0.10	0.13	0,44
	GOCO02S	-0,43	0.10	0.13	0,44
	EGM2008	-0,60	0.09	0.12	0,61
360	EIGEN-5C	-0,16	0.13	0.17	0,23
	EGM2008	-0,36	0.11	0.14	0,38
720	EGM2008	-0,32	0.10	0.14	0,34
1420	EIGEN-6C	-0,23	0.10	0.13	0,26
	EGM2008	-0,32	0.10	0.13	0,33
2159	EGM2008	-0,13	0.10	0.14	0,19

Quadro 3 – Avaliação absoluta das soluções finais na região de estudos

Nota-se uma melhora significativa com relação aos rms nas soluções finais em grau e ordem 160 (6cm) e 1 cm nas soluções finais em grau e ordem 250.

As diferenças entre $\zeta_{GNSS/Niv}$, $\zeta_{MGG}^{N_{160}}$ e $\zeta_F^{N_{160}}$ em grau e ordem 160 do MGG GRACE03S estão apresentadas no gráfico 1.

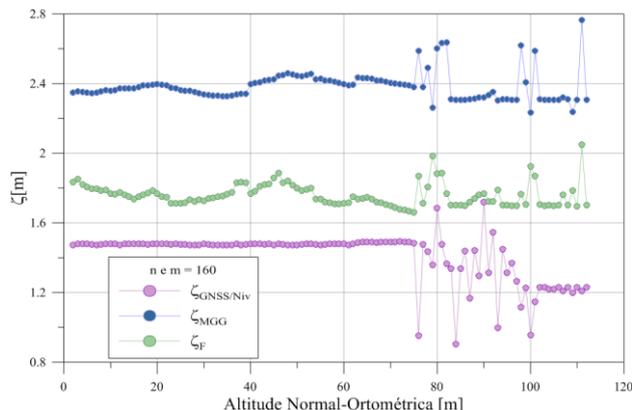


Gráfico 1 – Comportamento de $\zeta_{GNSS/Niv}$, $\zeta_{MGG}^{N_{160}}$ e $\zeta_F^{N_{160}}$.

5 SUMÁRIO E CONCLUSÕES

A técnica RTM tem se mostrado bastante eficiente na modelagem do campo da gravidade permitindo a potencialização na utilização de MDEs. As missões de satélites gravimétricos possibilitaram um aumento da resolução espectral dos MGGs satélite somente. Com isto, a faixa de incertezas associada aos médios comprimentos de onda do geopotencial pôde ser reduzida e, em consequência, exigindo uma mais baixa densidade de dados gravimétricos convencionais que as soluções convencionais.

A abordagem introduzida no presente trabalho explorou de forma central a técnica RTM. Os resultados das análises absolutas efetivadas mostraram a eficiência da técnica quando combinada com MGGs satélites somente oriundos principalmente das missões GRACE e GOCE. Este resultado associado a esta classe de MGGs é extremamente importante, pois evita em grande parte os erros de comissão presentes em MGGs combinados em vista principalmente da heterogeneidade dos referenciais envolvidos na combinação de dados de diferentes fontes.

Os ganhos obtidos com modelos combinados são o menos expressivos, porém não desprezíveis.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPQ pelo apoio financeiro e bolsa de doutorado (Processos 301797/2008-0 e 141663/2010-3).

REFERÊNCIAS

ESA, European Space Agency. <http://www.esa.int/esaCP/index.html>. 2012.

FORSBERG R. & TSCHERNING CC. The use of Height Data in Gravity Field Approximation by Collocation. Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 7843 -7854. 1981.

FORSBERG, R. **A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modelling**, Report N. 355, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus. 1984.

FORSBERG, R.; TSCHERNING, C. C. **Topographic effects in gravity field modelling for BVP**. In: Sansò, F.; Rummel, R. (Ed.). *Geodetic Boundary Value Problems in View of the One Centimeter Geoid*. Springer Berlin / Heidelberg, (Lecture Notes in Earth Sciences, v. 65). p. 241–272. 1997.

FORSBERG, R.. **International Geoid School, Lecture notes and Personal communication**, Buenos Aires, Argentina, September. 2009.

HIRT C, FEATHERSTONE WE. & MARTI U. **Combining EGM2008 and SRTM/DTM2006.0 residual terrain model data to improve quasigeoid computations in mountainous areas devoid of gravity data**. *Journal of geodesy*. v. 84, p. 557-567. 2010.

ICGEM–**International Center For Global Earth Models**. <http://www.icgem.gfz-potsdam.de/icgem/icgem.html>. 2012

JAMUR, K.P., De FREITAS, S.R.C. **Study of alternatives for combining satellite and terrestrial gravity information in regions with poor gravity coverage**. IAG Series 2012. Artigo aceito para publicação.

MORITZ, H. **On the use of terrain correction in solving Molodensky's problem**. *Scientific Report*, p.46. 1968.

PAVLIS, N.K.; FACTOR, J.K.; HOLMES, S.A. **Terrain-related gravimetric quantities computed for the next EGM**. In: *Proceedings of the 1st International Symposium of the International Gravity Field Service*. vol. 18. Harita Dergisi, Istanbul, p. 318-323. 2007.

PAVLIS, N.K., HOLMES, S.A., KENYON, S.C., FACTOR, J.K. **An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008**, presented at the 2008 General Assembly of the European Geoscience Union, Vienna, Austria, April 13–18. 2008.

SANSÒ, F.; VANÍČEK, P. **The orthometric height and the holonomy problem**. *Journal of Geodesy*, v. 80, n. 5, p. 225–232, 2006.

SCHWARZ, K. P. **Data types and their spectral properties**. In: Schwarz, K. P. (Ed.). [S.l.]: Beijing International Summer School (BSS), (Local Gravity Field Approximation). p. 1–66. 1984.