

**ANÁLISE DE DEFORMAÇÃO POR VARIAÇÃO DO
GEPOTENCIAL: ESTUDO DE CASO PARA O
TERREMOTO MAULE (M_w 8,8) COM BASE EM DADOS
MENSAIS DA MISSÃO GRACE**

*Deformation analysis by varying of the geopotential: a case study for the Maule
Earthquake (M_w 8.8) based on monthly data of GRACE mission*

HENRY MONTECINO CASTRO¹
VAGNER GONÇALVES FERREIRA ²
SÍLVIO ROGÉRIO CORREIA DE FREITAS¹

¹ Universidade Federal do Paraná – Curitiba – Brasil
Curso de Pós-graduação em Ciências Geodésicas
Centro Politécnico – Jardim das Américas – C. Postal 19001
CEP:81531-990 Curitiba - PR - BR

henrymontecino@gmail.com; sfreitas@ufpr.br

² School of Earth Sciences and Engineering
Hohai University – Nanjing – China
vagnergf@hhu.edu.cn

RESUMO

O Chile é um laboratório natural de estudos de Geodinâmica em vista da amplitude e variedade de eventos tectônicos. Um caso notável de deformação produzida é a decorrente do evento sísmico com magnitude $M_w = 8,8$, denominado de terremoto do Maule. Este teve epicentro localizado a 60 km ao Sul de Constitución, região que já apresentava consideráveis velocidades obtidas por intermédio de medições GNSS. Vários estudos relacionados com o sinal geofísico gerado pelo terremoto foram realizados, principalmente explorados por intermédio de resultados GNSS e InSAR, somente um estudo com base em gravimetria. No entanto, tais estudos evidenciaram dificuldades relativas às séries temporais analisadas. Destaque-se que a maior parte das séries de posicionamento GNSS foram descontinuadas pelo evento e portanto só existem séries ou antes ou depois do evento. Neste estudo apresenta-se uma alternativa independente para a quantificação da deformação vertical da crosta com base nas variações do potencial anômalo fornecidas pelos coeficientes de

Stokes mensais da missão GRACE. Diferenças de altura geoidal entre setembro de 2009 até maio de 2011, obtidas com base nos coeficientes de Stokes em relação a uma solução estática foram calculadas para 4 estações pertencentes a rede de monitoramento contínuo (LLFN, ANTC, CONZ e VALP). A expansão dos coeficientes de Stokes foi restrita ao grau e ordem 45. O efeito hidrológico foi removido por intermédio da EWT (*Equivalent Water Thickness*, traduzido como Equivalente à Espessura d'Água) após o uso de um filtro Gaussiano suavizado de 600 km. Os resultados obtidos após a filtragem têm uma alta consistência com os obtidos em poucas estações GNSS remanescentes, conforme reportado em outras investigações.

Palavras-chave: Terremoto do Maule; Monitoramento; Deformação da Crosta; GRACE.

ABSTRACT

Chile is a natural laboratory for studies of Geodynamics due to of the broad and varied of tectonic events. A notable case is the deformation produced from the seismic event of magnitude $M_w = 8.8$, named earthquake the Maule. The epicenter was located 60 km to South of Constitucion, a region that had shown considerable velocities recorded by GNSS. Several studies related to the geophysical signal generated by the earthquake have been made, particularly those explored by GNSS and InSAR, and one based on satellite gravimetry. However, these studies have presented difficulties concerning time series analysis. Most of the series of GNSS positioning have been discontinued by the event and therefore there are only series either before or after the event. This study presents an independent alternative for the quantification of vertical deformation of the crust based on variations of the potential anomalous provided by Stokes coefficients of the monthly GRACE mission. Differences in height anomaly from September 2009 to May 2011, obtained by the temporal variation of the Stokes coefficients regarded a static solution were calculated for four stations (LLFN, ANTC, CONZ, VALP). The Stokes coefficients were used in an expansion up to degree and order 45. The hydrologic signal was removed by means of EWT (Equivalent Water Thickness) after a Gaussian smoothing filter of 600 km was applied. The results obtained after filtering are highly consistent to those reported by GNSS in other investigations.

Keywords: Maule Earthquake; Monitoring; Deformation of the Crust; GRACE.

1. INTRODUÇÃO

O Chile está localizado na convergência das placas Sul-Americana e de Nazca. Como resultado, significantes taxas de deformação da crosta em regiões específicas (região do Bio Bio) derivadas de técnicas geodésicas como o uso do Global Navigation Satellite System (GNSS) têm sido reportados nos últimos anos (*cf.* BEVIS

et al., 1999; KENDRICK *et al.*, 2001; RUEGG *et al.*, 2002; KHAZARADZE e KLOTZ, 2003).

Em 27 de fevereiro de 2010, o Chile sofreu um dos mais devastadores episódios sísmicos dos últimos séculos, chamado terremoto Maule, o qual apresentou magnitude de $M_w = 8,8$, sendo o epicentro a 60 km ao Sul de Constitución na região do Bio-Bio. No mesmo evento do Maule registrou-se um pico de deslocamento na direção ao oceano de mais de 4 m na estação de monitoramento contínuo GNSS localizada em Constitución (MADARIAGA *et al.*, 2010). O segmento sismotectônico de Constitución forma parte da zona de subducção da porção Andina contígua, a qual apresenta alto potencial sísmico, justificada pelas velocidades apresentadas nas séries temporais de algumas estações GNSS. Nestas foram evidenciadas componentes verticais de 63-68 mm/ano antes do evento Maule (POLLITZ *et al.*, 2011).

Vários estudos relacionados com o terremoto foram explorados recentemente por observações Geodésicas. O posicionamento GNSS, dados telesísmicos e o InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*), têm sido usados para a modelagem por elementos finitos de deslocamentos co-sísmicos usados na determinação dos limites e direções de ruptura na região de convergência das placas de Nazca e Sul-Americana (POLLITZ *et al.* 2011 e MORENO *et al.* 2011). Tais plataformas possibilitam igualmente o tratamento de aspectos relacionados com a recuperação das principais características da distribuição de deformações e falhamentos (TONG *et al.*, 2010; VIGNY *et al.*, 2011; DELOUIS *et al.*, 2010). No entanto, tais ferramentas limitam-se a aspectos morfológicos de natureza geométrica e/ou relativa. Cabe destacar que toda a redistribuição de massa produz necessariamente deformações nas superfícies equipotenciais e portanto na posição vertical. Tal discriminação só é possível com base em gravimetria ou GNSS. Devido à falta de estações gravimétricas antes do evento, estudos sobre o terremoto Maule por intermédio da gravimetria terrestre não foram realizadas (apenas 3 estações), porém já há iniciativas de associar as posições nas estações GNSS com gravimetria (BAEZ, 2011. Comunicação pessoal).

Considerando a magnitude do terremoto Maule, estimam-se significantes perturbações no campo de gravitacional e deformações na superfície da Terra. Neste contexto, a análise das perturbações na órbita do satélite, vinculada ao espaço do geopotencial, tem possibilidade de detectar tais tipos de variações, permitindo explorar outra solução independente, facilitando assim a interpretação do fenômeno. Destaque-se que soluções pontuais e geométricas (GNSS+InSAR+Sísmica) têm natureza totalmente diversa da varredura regional integrada das missões dos satélites gravitacionais.

As técnicas geodésicas de observação, se adequadamente integradas, podem contribuir decisivamente para a geodinâmica e a análise de deformações. Para tanto, são decisivas as técnicas: GNSS; *Satellite Laser Ranging* (SLR); nivelamento; InSAR; *Very Long Baseline Interferometry* (VLBI); gravimetria terrestre e os satélites das missões gravitacionais (CHAMP, GRACE e GOCE). A missão GOCE é a que tem alcançado melhores resoluções espaciais, no entanto esta missão modela

principalmente o campo gravitacional estático da Terra. Já o caso da missão GRACE, além de recuperar o campo estático, permite também conhecer as suas variações temporais, fornecendo soluções com resolução temporal de um mês ou maiores (SCHMIDT *et al.*, 2005, RUMMEL *et al.*, 2009). Neste contexto, a missão GRACE tem sido aplicada em diferentes campos, tais como: Hidrologia, Criosfera, Terra sólida e Oceanografia (AWANGE *et al.*, 2008; RAMILLIEN *et al.*, 2004; NAKAEGAWA, 2006; NEUMEYER *et al.*, 2008; VELICOGNA e WAHR, 2006; PAULSON *et al.*, 2007; HAN *et al.*, 2006; BINGHAM e HUGHES, 2006).

Uma das vantagens do uso de dados de satélites gravitacionais é a cobertura no domínio do espaço e do tempo de variações gravitacionais. Normalmente, essa informações não seriam disponíveis em regiões afetadas por eventos sísmicos, por exemplo empregando-se o GNSS. Em vista do fato de que as estações GNSS estão localizadas próximas à região da ruptura do terremoto ou são alterados por efeitos locais (YUAN *et al.*, 2007 e PENNA *et al.*, 2007); além da dificuldade de instalar estações GNSS em regiões de difícil acesso ou de intensa atividade sísmica.

Sun e Okubo (2004) evidenciaram a possibilidade de detectar variações gravitacionais associadas a eventos sísmicos com magnitude maiores que 7,5 por intermédio dos dados da missão GRACE. No entanto, até hoje, apenas foi divulgado um estudo do efeito co-sísmico do terremoto do Maule $M_w = 8,8$ com base nos dados do GRACE (HEKI e MATSUO, 2010), restrito a um período de observação menor do que quatro meses e empregando-se coeficientes do desenvolvimento em série de funções harmônicas esféricas do potencial gravitacional (ou coeficientes de Stokes) desenvolvidos até o grau e ordem 60. Neste contexto, propõem-se explorar por intermédio dos modelos do GRACE a variação do geopotencial (redistribuição das massas devido ao deslocamento vertical da superfície) pelo efeito pós-sísmico no período de setembro de 2009 até maio de 2011 (18 meses). O objetivo é avaliar deformações verticais com base no emprego dos coeficientes de Stokes do GRACE expandidos até o grau e ordem 45 em fenômenos como o terremoto Maule.

2. DADOS E MÉTODOS

Os principais dados empregados neste estudo foram as recentes soluções mensais da missão GRACE, somente satélite, fornecidos pelo *GeoForschungsZentrum* (GFZ), Potsdam, chamados produtos de nível-2. Estas soluções são o conjunto de coeficientes de Stokes, C_{nm} e S_{nm} completos até o grau e ordem (n e m) 120 e estimados num sistema de maré zero. Porém, os coeficientes aqui usados foram considerados até o grau e ordem 45. Esta opção decorreu do fato de que os coeficientes com grau e ordem maiores que 45 serem contaminados por ruído (*stripes*), chegando a amplitude dos ruídos superarem a do sinal (LORENZ *et al.*, 2009).

Os coeficientes usados estão corrigidos dos efeitos de marés oceânica e terrestres, variações de massas em períodos curtos, e mudanças seculares nos coeficientes de grau 2, 3 e 4 devido ao processo de ajustamento isostático global via

modelos *a priori* (SCHMIDT *et al.*, 2006). Estes dados estão disponíveis no *Information Systems and Data Center* do GFZ (<http://isdc.gfz-potsdam.de/grace>) ou no *International Centre for Global Earth Models* (ICGEM, *cf.* <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>). Os dados usados são rotulados como RL04 (*Release 04*) na série de produtos de modelos do campo gravitacional mensais da missão GRACE somente satélite gerados pelo GFZ.

O GRACE não recupera os termos $n=1$, com $m=0,1$ e ainda o coeficiente C_{20} devido ao fato deles apresentarem grande variabilidade anômala (WAHR *et al.*, 2006). Assim sendo, os coeficientes C_{20} das soluções mensais GRACE foram substituídos pelos valores derivados de observações SLR (CHENG e TAPLEY, 2004), tendo em vista a melhor definição do referido coeficiente através da técnica SLR (MAIER *et al.*, 2011). Os coeficientes C_{20} foram obtidos de <http://grace.jpl.nasa.gov/data/J2/>.

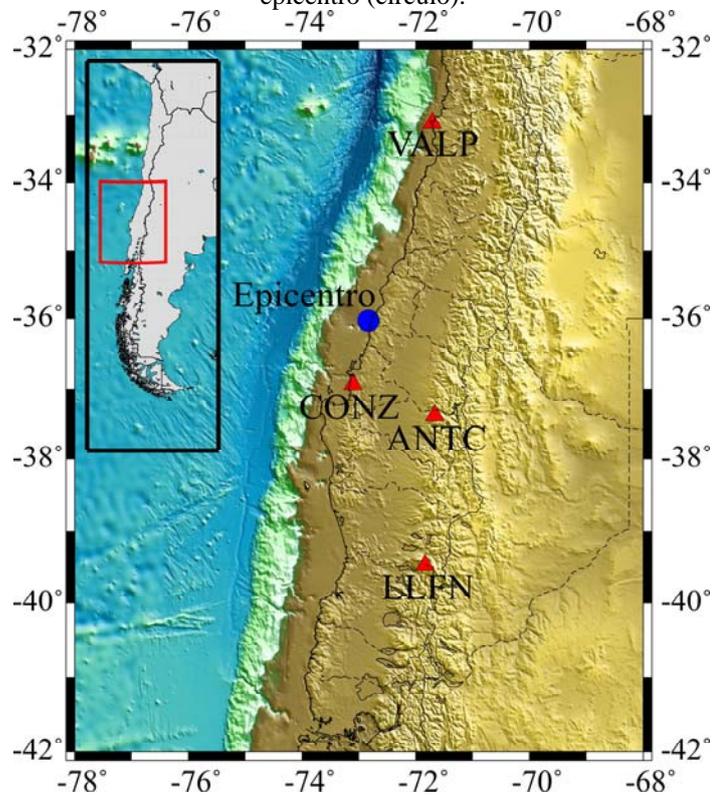
Na literatura pode-se encontrar vários exemplos, *cf.* Tesmer *et al.* (2011), relacionadas com a determinação de mudanças de massas empregando-se os dados da missão GRACE; porém, poucos relacionados com a determinação de deformações verticais da crosta. Tesmer *et al.*, (2011) basearam-se na determinação direta das variações sobre a altitude elipsoidal, envolvendo aspectos de marés associados às variações na crosta terrestre com modelo estrutural caracterizado pelos números de Love associados aos deslocamentos radiais (H), às variações do potencial (K) e aos deslocamentos tangenciais (L). Também abordou os denominados números de Love de sobrecarga superficial (h , k e l) associados aos efeitos indiretos das massas deslocadas. Estes números são relevantes para processamento de gravimetria terrestre (gravímetros superconductores) (NEUMEYER *et al.*, 2008). Este aspecto não foi considerado de forma direta nesta investigação. Somente foi considerado na filtragem dos dados.

No entanto, a abordagem aplicada na presente pesquisa esta baseada nas variações temporais do potencial anômalo (T) no período de setembro de 2009 até abril de 2011 sobre 4 estações (LLFN, ANTC, CONZ e VALP), *cf.* Figura 1. As estações foram escolhidas em função da proximidade ao epicentro, e distribuídas nas direções Norte-Sul, e Leste-Oeste e com diferentes espaçamento entre as mesmas. Isto objetivou ao conhecimento da propagação das ondas nessas direções. Uma vez estimadas as diferenças de potencial (T) entre as diferentes épocas, estas foram transformadas em diferenças de altura geoidal (ΔN), para posteriormente ser removido o efeito hidrológico em termos de *Equivalent Water Thickness* (EWT, também é possível a expressão *Equivalent Water Height*, EWH) traduzido como “Equivalente à Espessura d’Água”. A EWT foi calculada usando-se os mesmos coeficientes de Stokes acima mencionados, no entanto, para reduzir os ruídos (*stripes*) aplicou-se um filtro Gaussiano suavizado com um raio de 600 km e 200 km na primeira e segunda estimativa, respectivamente.

Nesta abordagem, a obtenção da componente EWT sobre as soluções temporais da missão GRACE por intermédio da diferença entre soluções mensais e uma solução estática. O conjunto de coeficientes usados como solução estática foi

determinado no período de 08/2002 a 08/2009, equivalente ao modelo ITG-GRACE_2010s (n e $m = 180$), porém restrito até o grau e ordem 45. Isto objetivou à consistência com o grau de expansão das soluções mensais. Em relação às soluções temporais os coeficientes de Stokes relativos a um período de 18 meses, a partir de setembro de 2009 até maio de 2011 (com exceção dos meses de dezembro de 2009 e janeiro de 2011), foram usados.

Figura 1 – Região de estudos e estações analisadas (triângulos) bem como o epicentro (círculo).



A determinação das variações temporais da crosta foi expressa em termos do potencial anômalo, e com objetivo de transformar estas quantidades em unidades métricas, o potencial anômalo foi dividido pelo valor da gravidade normal, sendo expresso em termos de altura geoidal como:

$$N(\lambda, \varphi) = \frac{GM}{r\gamma(r, \varphi)} \left[C_{0,0}^T + \sum_{n=2}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n P_{nm}(\sin \varphi) (C_{nm}^T \cos(m\lambda) + S_{nm}^T \sin(m\lambda)) \right], \quad (1)$$

onde N é a altura geoidal, esta associada á deformação vertical da crosta; r , λ , φ são as coordenadas esféricas geocêntricas do ponto de cálculo; R o raio médio terrestre; GM o produto entre a constante gravitacional e a massa da Terra; n e m é grau e ordem, respectivamente, da expansão em série de funções harmônicas esféricas; P_{nm} é a função associada de Legendre completamente normalizada; C_{nm}^T e S_{nm}^T são os coeficientes de Stokes completamente normalizados.

A diferença entre a solução estática e mensal pode ser representada como:

$$\Delta N_i(\lambda, \varphi) = N_k(\lambda, \varphi) - N_i(\lambda, \varphi), \quad (2)$$

onde ΔN_i representa a diferenças em metros entre a solução estática (N_k) e do mês i (N_i). Devido às mudanças no geóide serem consequências das variações de massas e efeitos de sobrecargas, pode-se expressá-las como:

$$\Delta N_i(\lambda, \varphi) = \Delta N_s(\lambda, \varphi) + \Delta N_c(\lambda, \varphi), \quad (3)$$

onde ΔN_s é a variação da superfície devido às mudanças de massa e ΔN_c representa os feitos de sobrecarga. Desde que o sinal de interesse é ΔN_s , um filtro Gaussiano suavizado com raio de 600 km foi aplicado. A filtragem realizada foi principalmente para remover o sinal associado ao efeito hidrológico.

A formulação da EWT bem como o filtro Gaussiano foi apresentada por Wahr *et al.* (1998), e pode ser resumida na seguinte expressão:

$$EWT(\lambda, \varphi) = \frac{2\pi R \rho_{ave}}{3\rho_w} \sum_{n=0}^L \frac{2n+1}{1+k_n} \sum_{m=0}^n W_n P_{nm}(\text{sen } \varphi) (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \text{sen } m\lambda), \quad (4)$$

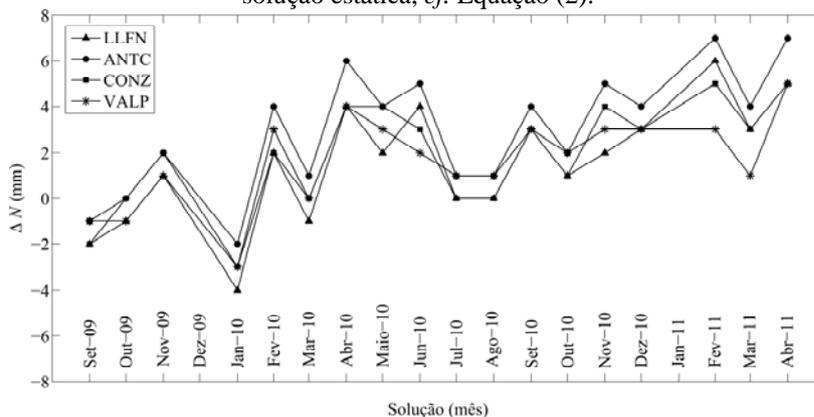
onde ρ_{ave} é a densidade média da Terra (5.517 kg/m^3); ρ_w é a densidade da água (1.000 kg/m^3); L o grau de expansão; k_n é o numero de Love de grau n ; W é o filtro Gaussiano; ΔC_{nm} e ΔS_{nm} são as componentes variáveis dos coeficientes de Stokes em relação ao modelo estático.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Um primeiro cálculo das deformações temporais sobre as quatro estações (LLFN, ANTC, CONZ e VALP) foi realizado pelas diferenças de alturas geoidais entre a solução estática e as mensais (Figura 2). Nesta série temporal pode-se perceber levemente o efeito co-sísmico gerado pelo terremoto entre os meses de janeiro e fevereiro de 2010, onde se observaram variações em torno de 5 mm em relação à tendência das soluções anteriores. Além disso, esta série temporal apresenta um efeito pós-sísmico com uma leve tendência linear positiva. Foi observado igualmente um sinal relativamente periódico ao longo da série, possivelmente correspondente ao efeito hidrológico. Saliente-se que os resultados obtidos para as diferentes estações nos meses de janeiro e de fevereiro de 2010 tiveram uma mesma tendência e magnitude próxima entre elas. No entanto não foi

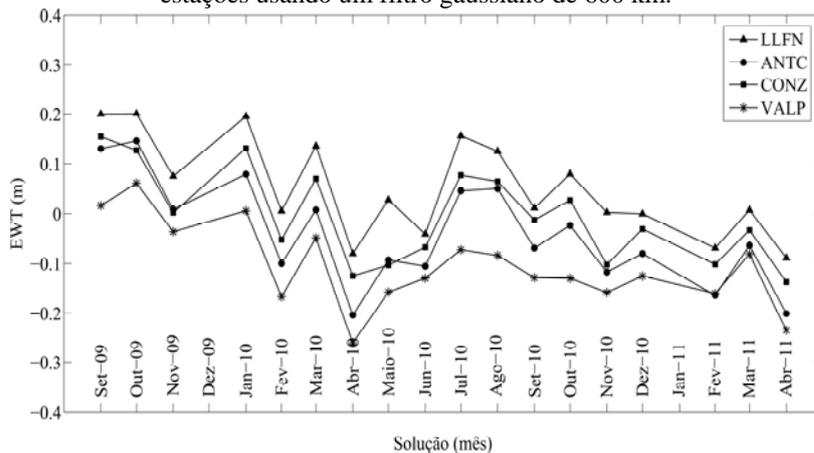
percebido um maior efeito co-sísmico na estação CONZ que é a mais próxima ao epicentro do terremoto.

Figura 2 - Diferenças de alturas geoidais (ΔN) das soluções mensais em relação á solução estática, cf. Equação (2).



Numa segunda etapa, o efeito hidrológico foi estimado em termos da EWT para cada estação por intermédio da Equação (4) associada a um filtro Gaussiano suavizado com um raio de 600 km. Os resultados são apresentados na Figura 3. O efeito hidrológico apresenta um aspecto cíclico, porém alguns picos nos meses de fevereiro e abril de 2010, além de uma tendência linear negativa.

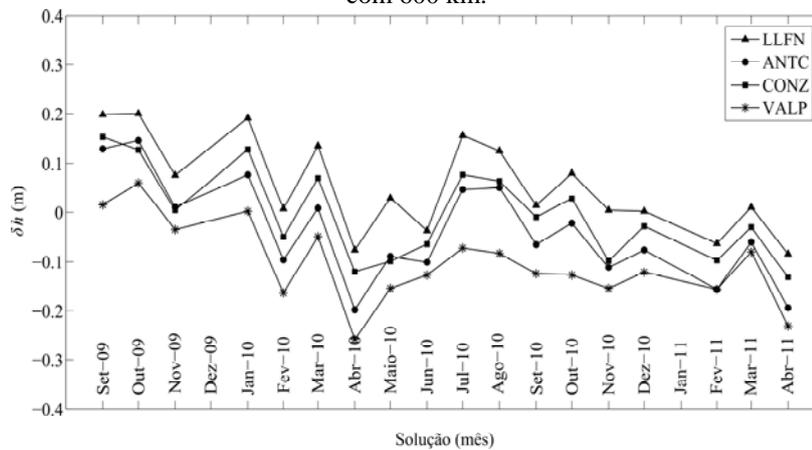
Figura 3 – Equivalente à Espessura d'Água (EWT) mensais, em metros, nas 4 estações usando um filtro gaussiano de 600 km.



Uma vez removido o efeito hidrológico EWT, uma nova série temporal foi

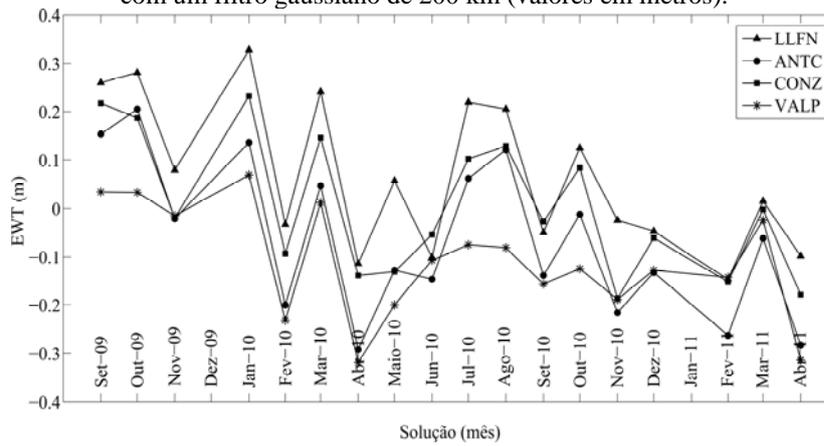
construída (Figura 4) para evidenciar possível subsidência ou soerguimento. Os resultados obtidos nesta última série revelam um efeito pós-sísmico com uma leve tendência linear negativa, porém com dois picos, indicando algum fenômeno espaço-temporal que se desviam da tendência. Estes picos são percebidos nos meses de fevereiro e abril de 2010. No caso do pico do mês de fevereiro, percebe-se uma deformação em torno de 15 cm. Este efeito poderia estar associado ao efeito co-sísmico do terremoto Maule, já que é consistente com os resultados de Baez *et al.* (2011) obtidos por GNSS para a mesma estação. O pico de abril talvez seja explicado por efeito de relaxamento de oscilação pós-sísmica, no entanto, a série temporal depois do evento não é suficiente para tal análise. Por outro lado, as estações não respondem em magnitude em função da proximidade do epicentro, a estação VALP apresentou uma maior magnitude, e apesar disso ela está localizada à 400 km do epicentro. A estação CONZ que está localizada mais próxima ao epicentro apresenta uma variação menor. Isto é explicado pelos modos de propagação das ondas sísmicas nas diferentes estruturas geotectônicas.

Figura 4 - Diferenças de altura geoidal das soluções mensais em relação à solução estática após removido o efeito hidrológico (EWT) associado a um filtro Gaussiano com 600 km.



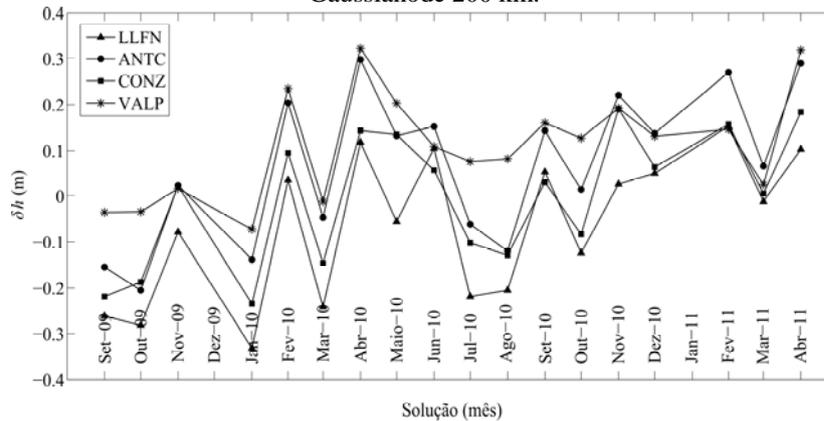
Considerando a forte influência do tipo de filtro e raio usados na remoção do efeito hidrológico (SUN *et al.*, 2011), uma nova filtragem com um raio de 200 km foi aplicada. Os resultados são apresentados na Figura 5.

Figura 5 - EWT mensais nas 4 estações empregando-se a Equação (4) juntamente com um filtro gaussiano de 200 km (valores em metros).



Removendo o EWT da série da Figura 2, obteve-se uma nova série (Figura 6) que apresenta um pico em janeiro de 2010, porém uma tendência linear positiva. Os resultados obtidos nesta última série apresentam tendências opostas à obtida usando um raio de 600 km, e não são consistente com os resultados obtidos por GNSS.

Figura 6 - Diferenças de anomalias de altura das soluções mensais em relação à solução estática após remoção do efeito hidrológico (EWT) associado a um filtro Gaussiano de 200 km.



Após a análise das séries temporais, pode-se dizer que os resultados apresentam um sinal predominante na data do terremoto ou próximo a esta (principalmente na estimativa filtrada com raio de 600 km). Porém, as séries

temporais parecem estar contaminadas por outros sinais, os quais interferem na interpretação específica do evento de Constitución. Percebeu-se a forte influência da mudança da extensão do raio usado no filtro gaussiano suavizado, implicando inclusive em mudar a tendência do sinal.

Outro aspecto que deve ser levado em conta é a aplicação de um filtro para a remoção dos ruídos (*stripes*), o qual não foi aplicado nesta pesquisa. No entanto, para minimizar os ruídos evitou-se empregar os coeficientes com graus e ordens acima de 45. Sabe-se que os coeficientes de graus e ordens maiores que 20 são altamente correlacionados produzindo assim contaminação no sinal (hidrológico). Em relação ao campo considerado como estático, nesta pesquisa foi usado um modelo do geopotencial proveniente de análises de órbitas dos satélites da missão do GRACE. Porém, outra possibilidade seria a utilização da média das soluções mensais do período da análise. Saliente-se que os coeficientes de Stokes desenvolvidos até grau e ordem menor que 45 produz o mascaramento de frequência (*aliasing*) nas variações do campo gravitacional. O uso de um grau e ordem mais elevados (n e $m = 60$) poderia apresentar com mais nitidez o evento do Maule $M_w = 8,8$.

4. CONCLUSÃO

Uma estimativa da variação do geopotencial gerada pelo Terremoto do Maule foi realizada por intermédio de 18 soluções mensais de GRACE. A análise foi realizado em termos de alturas geoidais. As séries temporais analisadas foram filtradas do efeito hidrológico por intermédio de um filtro Gaussiano suavizado. Duas filtragens foram realizadas, estas com raio de 600 km e 200 km respectivamente. A filtragem com raio de 600 km apresentou resultados mais coerentes comparados com outras técnicas (GNSS). As deformações encontradas no mês de fevereiro de 2010 (efeito co-sísmico) são consistentes com as obtidas desde as estações de monitoramento contínuo GNSS, principalmente a estação VAPL, que apresentou uma variação em torno dos 15 cm. Em geral a tendência do efeito pós-sísmico é linearmente negativa, também consistente com a solução GNSS. No entanto, decorreu-se mais de um ano após o evento Maule, período pequeno para separar o pós-sísmico e as variações da EWT. Pode-se dizer que os coeficientes de Stokes desenvolvidos até o valor $m, n = 45$ forneceram informação da deformação gerada pelo Terremoto Maule M_w 8,8. No entanto parte do sinal não tem explicação clara (pico abril de 2010). Outros estudos considerando diferentes filtros e raios, bem como a utilização de coeficientes com um desenvolvimento maior, podem melhorar as séries temporais de forma a permitir uma interpretação mais precisa do fenômeno no domínio do espaço e do tempo. É importante continuar monitorando a variação do geopotencial no Chile e áreas adjacentes por um período longo.

AGRADECIMENTOS:

O primeiro autor agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES). O terceiro autor ao Conselho Nacional de Ciência e Tecnologia (CNPq), Processo 301797/2008-0.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AWANGE, J. L.; SHAFARI, M. A.; BAUR, O.; KELLER, W.; FEATHERSTONE, W. E.; KUHN, M. GRACE Hydrological Monitoring of Australia: Current Limitations and Future Prospects. *Spatial Science*, 2008, v. 53, n.1, p. 1-14.
- BAEZ, J C.; PARRA, H.; MATURANA, R (2011). *Monitoreamiento del efecto postsismico del terremoto del Maule, a partir de observaciones GNSS*. En: Reunion SIRGAS, Costa Rica. Agosto 8 - 10, 2011.
- BEVIS, M.; KENDRICK, E. C.; SMALLEY, JR. R.; HERRING, T.; GODOY, J.; GALBAN, F. Crustal motion north and south of the Arica deflection: Comparing recent geodetic results from the central Andes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1(12), 1005, 1999.
- BINGHAM, R.J.; HUGHES C.W. Observing seasonal bottom pressure variability in the North Pacific with GRACE. *Geophys. Res. Lett.* 2006, 33 (8), L08607
- CHENG, M.; TAPLEY, B. D. Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years. *J. Geophys. Res.* 2004, 109, B09402, doi:10.1029/2004JB003028.
- DELOUIS, B.; NOCQUET, J.-M.; VALLÉE, M. Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L17305, doi:10.1029/2010GL043899, 2010.
- HAN S.C.; SHUM, C.K.; BEVIS, M.; KUO, C.Y. Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. 2006, *Science*, 313, 658-662.
- HEKI, K.; MATSUO, K. Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile from satellite gravimetry, *Geophys. Res. Lett.* 2010, 37, L24306, doi:10.1029/2010GL045335.
- KENDRICK, E. C.; BEVIS, M.; SMALLEY JR., R. F.; CIFUENTES, O.; GALBAN, F. Current rates of convergence across the central Andes : Estimates from continuous GPS observations, *Geophys. Res. Lett.* 1999, 26(5), 541-544, doi:10.1029/1999GL900040.
- KENDRICK, E.; BEVIS, M.; SMALLEY JR., R.; BROOKS, B. An integrated crustal velocity field for the central Andes, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2001, 2, 1066, doi:10.1029/2001GC000191.
- KHAZARADZE, G.; KLOTZ J. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes, *J. Geophys. Res.* 2003, 108(B6), 2289, doi:10.1029/2002JB001879.
- LORENZ, C.; DEVARAJU, B.; SNEEUW, N. On the computation of a reliable signal covariance for the stochastic filtering of time-variable gravity field from GRACE. 2009, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria.

- MADARIAGA, R., MÉTOIS, M.; VIGNY, C.; CAMPOS, J. Central Chile finally breaks, *Science*, 2010, 328, 181–182, doi:10.1126/science.1189197.
- MAIER, A.; BAUR, O.; HAUSLEITNER, W.; HÖCK, E.; KRAUSS, S.; GOINGER, H.; RIESER, D.; MAYER-GÜRR, T.; PAIL, R.; GRUBER, T.; FECHER, T.; ALBERTELLA, A.; JÄGGI, A.; MEYER, U.; SCHUH, W.-D.; BROCKMANN, J.M.; KUSCHE, J.; EICKER, A. Low-degree gravity field coefficients from SLR data for the new combined gravity field model GOCO02S. *EGU General Assembly 2011*, Vienna, Austria, April 3-8, 2011.
- MORENO, M.; MELNICK, D.; ROSENAU, M.; BOLTE, J.; KLOTZ, J.; ECHTLER, H.; BAEZ, J.; BATAILLE, K.; CHEN, J.; BEVIS, M.; HASE, H.; ONCKEN, O. Heterogeneous plate locking in the South-Central Chile subduction zone: Building up the next great earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, v. 305, Issues 3-4, p. 413-424.
- NAKAEGAWA, T. Detectability assessment of interannual variations in terrestrial water storage from satellite gravimetry using an offline land surface model simulation. *Hydrological Processes*, 2006, 20 (6), 1347-1364.
- NEUMEYER, J.; BARTHELMES, F.; KRONER, C.; PETROVIC, S.; SCHMIDT, R.; VIRTANEN, H.; WILMES, H. (). Analysis of gravity field variations derived from Superconducting Gravimeter recordings, the GRACE satellite and hydrological models at selected European sites. *Earth Planets and Space*, 2008, v. 60, n.5, p. 505-518.
- PAULSON, A.; ZHONG, S.; WAHR, J. Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data, submitted to *Geophys. J. Int.* 2007.
- PENNA, N.; KING, M. A.; STEWART, M. P. () GPS height time series: shortperiod origins of spurious long-period signals. *J Geophys Res.*, 2007, 112:B02402. doi:10.1029/2005JB004047
- POLLITZ, F. F.; BROOKS, B.; TONG, X.; BEVIS, M.; FOSTER, J. H.; BÜRGMANN, R.; SMALLEY, JR., R.; VIGNY, C.; SOCQUET, A. RUEGG, J.-C.; CAMPOS, J.; BARRIENTOS, S.; PARRA, H.; BAEZ, J. C.; CIMBARO, S.; BLANCO, M. Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 2011, 38, L09309, doi:10.1029/2011GL047065.
- RAMILLIEN, G.; CAZENAVE, A.; BRUNAU, O. Global time variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry. *Geophys J. Int.* 2004, 158 (3), 813-826.
- RUEGG, J. C.; CAMPOS, J.; MADARIAGA, R.; KAUSEL, E.; DE CHABALIER, J. B.; ARMIJO, R.; DIMITROV, D.; GEORGIEV, I.; BARRIENTOS, S. Interseismic strain accumulation in south central Chile from GPS measurements, 1996–1999, *Geophys. Res. Lett.* 2002, 29(11), 1517, doi:10.1029/2001GL013438.
- RUMMEL, R.; BEUTLER, G.; DEHANT, V.; GROSS, R.; ILK, K. H.; PLAG, H.-P.; POLI, P.; ROTHACHER, M.; STEIN, S.; THOMAS, R.; WOODWORTH, P. L.; ZERBINI, S.; ZLOTNICKI, V.: *Understanding a dynamic planet: Earth*

- science requirements for geodesy*; in: Plag, H.-P.; Pearlman, M. (eds.) *Global Geodetic Observing System - Meeting the Requirements of a Global Society on a Changing Planet in 2020*, pp 89-133, Springer, ISBN (Print), 2009.
- SCHMIDT, R.; FLECHTNER, F.; MEYER, U.; REIGBER, C.; BARTHELMES, F.; FÖRSTE, C.; STUBENVOLL, R.; KÖNIG, R.; NEUMAYER, K.; ZHU, S. (2006) *Static and Time – Variable Gravity from GRACE Mission Data*. In: Flury J, Rummel R, Reigber Ch, Rothacher M, Boedecker G, Schreiber U (eds) *Observation of the earth system from space*. Springer, Heidelberg, pp 115–129.
- SUN, W.; OKUBO, S. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J Geophys Res*, 2004, 103: 30,05-30,29
- SUN, W.; HASEGAWA, T; ZHANG, X; FUKUDA, Y; SHUM, C. K.; WANG, L. Effects of Gaussian filter in processing GRACE data: Gravity rate of change at Lhasa, southern Tibet. *SCIENCE CHINA Earth Sciences*, 2011, v. 54, n.9, 1378- 1385.
- TESMER, V.; STEIGENBERGER, P.; VAN DAM, T.; MAYER-GÜRR, T. Vertical deformations from homogeneously processed GRACE and global GPS long-term series, *Journal of Geodesy*. 2011.
- TONG, X.; SANDWELL, D.; LUTTRELL, K.; BROOKS, B.; BEVIS, M.; SHIMADA, M.; FOSTER, J.; SMALLEY, R.; PARRA, H.; BÁEZ, J. C.; BLANCO, M.; KENDRICK, E.; GENRICH, J.; CACCAMISE, D. The 2010 Maule, Chile earthquake: Downtip rupture limit revealed by space geodesy. *Geophys. Res. Lett.*, 2010, 37, L24311, doi:10.1029/2010GL045805.
- VELICOGNA, I.; WAHR, J. Measurements of time variable gravity shows mass loss in Antarctica. *Science*, 2006, 311, 1754-1756.
- VIGNY, C.; SOCQUET, A.; PEYRAT, S.; RUEGG, J.-C.; MÉTOIS, M.; MADARIAGA, R.; MORVAN, S.; LANCIERI, M.; LACASSIN, R.; CAMPOS, J.; CARRIZO, D.; BEJAR-PIZARRO, M.; BARRIENTOS, S.; ARMIJO, R.; ARANDA, C.; VALDERAS-BERMEJO, M.-C.; ORTEGA, I.; BONDOUX, F.; BAIZE, S.; LYON-CAEN, H.; PAVEZ, A.; VILOTTE, J. P.; BEVIS, M.; BROOKS, B.; SMALLEY, R.; PARRA, H.; BAEZ, J.-C.; BLANCO, M.; CIMBARO, S.; KENDRICK, E. The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science*, 2011, 332 (6036), 1417-1421.
- WAHR, J.; SWENSON, S. ; VELICOGNA, I. Accuracy of GRACE mass estimates, *Geophys. Res. Lett.* 2006, 33, L06401, doi:10.1029/2005GL025305.
- WAHR, J.; MOLENAAR, M.; BRYAN, F. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J Geophys Res*, 1998, 103: 30,05-30,29
- YUAN, L.; DING, X.; KWOK, S.; CHAN R. Statistic analysis of daily position time series from the Hong Kong local dense GPS network. In: *The*

*International Global Navigation Satellite Systems Society (IGNSS) Symposium
2007. 2007.*

(Recebido em novembro de 2011. Aceito em fevereiro de 2012.)