

GeodPT08 – Um modelo de geóide para Portugal continental

J.Catalão¹

¹ Universidade de Lisboa, IDL, Campo Grande, Lisboa

(jcfernandes@fc.ul.pt)

RESUMO

O conhecimento da altitude elipsoidal do geóide em cada ponto da superfície topográfica é, presentemente, um dado importante no processo de posicionamento em tempo real (Real Time Kinematics), usando sistemas globais de posicionamento e navegação (GNSS), permitindo a conversão da altitude elipsoidal na altitude ortométrica. Nesta comunicação é apresentado um modelo de geóide para Portugal continental – GeodPT08 – que possibilita o posicionamento vertical com uma precisão global de 4 cm, determinada com referência à rede geodésica nacional. O geóide gravimétrico foi determinado usando dados gravimétricos terrestres, marinhos e obtidos por altimetria de satélite, um modelo digital do terreno de elevada precisão e o mais recente modelo geopotencial calculado com dados da missão GRACE (EIGEN05C). Foi construída uma grelha de anomalias de Faye com uma resolução de 0.025 graus usando o método da colocação por mínimos quadrados. O geóide foi calculado usando a técnica da remoção reposição em que componente residual foi calculada usando a FFT esférica com a função de Stokes modificada. O resultante modelo de geóide foi posteriormente validado por comparação com a rede de nivelamento e com a rede geodésica nacional. Detectaram-se discrepâncias não desprezáveis entre ambas as redes e o geóide, pelo que, se decidiu construir um modelo de geóide ajustado à rede geodésica nacional (marcas de nivelamento e vértices geodésicos) que fosse útil aos utilizadores de sistemas RTK. Foram testados vários métodos de ajustamento do modelo de geóide à rede geodésica nacional e à rede de nivelamento e foi também considerado o ajustamento individual a cada uma das redes bem como o ajustamento conjunto. O modelo de geóide final (GeodPT08) é o resultado do ajustamento conjunto a ambas as redes (com pesos na razão de 1 para 5) e tem uma precisão de 1 cm relativamente à rede de nivelamento (calculada com 135 marcas de nivelamento, homoganeamente distribuídas por todo o país) e uma precisão de 4 cm relativamente à rede geodésica nacional (usando 1096 vértices geodésicos).

1. Introdução

A necessidade de se determinar um modelo de geóide tem sido impulsionada pelos utilizadores de GPS para converter altitudes elipsoidais em altitudes ortométricas com o propósito de substituir o dispendioso processo de nivelamento geométrico. Esta necessidade, e pressão dos utilizadores, desencadearam o interesse pelo geóide por parte das NMAs (*National Mapping Agencies*) e em tempos gerais por toda a comunidade da geo-informação. Alguns exemplos são a densificação das medições gravimétricas com levantamentos terrestres ou aéreos em regiões remotas (Hwang et al. 2007; Forsberg et al. 2000), o investimento em missões gravimétricas espaciais dedicadas, CHAMP (Reigber et al. 2002), GRACE (Tapley et al. 2005), e nos modelos digitais do terreno globais de

elevada resolução e precisão, construídos a partir de observações da missão Shuttle Radar Topography Mission, SRTM, (Bamler 1999) e do desenvolvimento de novos métodos e técnicas para o cálculo do geóide (Gitlein et al. 2004; Klees et al. 2007). Como resultado, foram calculados vários modelos de geóide em todo o mundo: Austrália (Featherstone et al. 2001), Canada (Fotopoulos et al. 2000), Japão (Kuroishi et al. 2002) e USA (Smith e Milbert 1999).

Nesta área, Iberia-Canarias-Açores (ICA), um primeiro modelo de geóide foi apresentado por Catalão e Sevilla (1998) com dados gravimétricos marinhos esparsos e um modelo digital do terreno grosseiro usando a técnica da remoção-reposição e o geóide foi estimado por mínimos-quadrados. Outras propostas de modelo de geóide foram apresentadas por Fernandes et al. (2000) para a área dos Açores e Arabelos et al. (1999) para a costa da Ibéria usando ambos a técnica da transformada rápida de Fourier (FFT). Foram realizados vários estudos considerando o efeito na estimação do geóide, da batimetria (Catalão e Sevilla, 1999), do processamento dos dados altimétricos (Fernandes et al., 2006), do ajustamento e validação de dados gravimétricos marinhos (Catalão e Sevilla, 2004) da fusão de dados gravimétricos de diferentes sensores e fontes (Catalão, 2006) e mais recentemente do efeito da densidade de massas (Catalão e Bos, 2008).

Presentemente, está em curso um projecto conjunto dos países ibéricos (projecto ICAHUS-2007, financiado pelo GRICES-FCT / CSIC-ES) para o cálculo de um modelo de geóide gravimétrico de elevada precisão na área da sua jurisdição territorial, ou seja, delimitado pela península Ibérica, a norte e este, o arquipélago dos Açores a oeste e o arquipélago das Canárias a sul. O objectivo principal deste projecto é a definição de um datum vertical unificado nestes territórios, através de uma superfície equipotencial do campo gravítico terrestre (o geóide), e que também possa servir como referência para o posicionamento em tempo real com sistemas GNSS (Global Navigation Satellite Systems). Este projecto foi já parcialmente concluído tendo-se apresentado um novo modelo de geóide para a região ICA, modelo ICAGM07 (Catalão e Sevilla, 2009) e apresentado um resultado preliminar da unificação dos *data* altimétricos nestes territórios (Catalão e Sevilla, 2008a, 2008b).

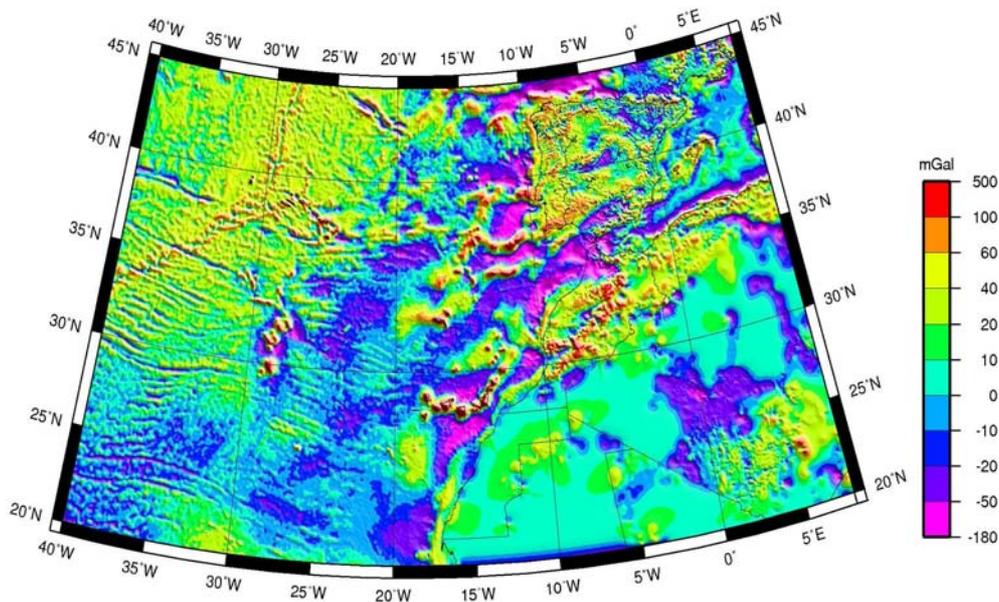
Neste artigo, é apresentado um modelo de “geóide” ajustado à Rede Geodésica Nacional (RGN) de Portugal continental, o modelo GeodPT08. Este modelo resulta do ajuste do modelo ICAGM07 a um conjunto de 135 marcas de nivelamento e 1096 vértices geodésicos.

2. O Modelo de Geóide ICAGM07

Nesta secção será apresentada uma breve descrição da metodologia, dados usados e avaliação da qualidade do modelo de geóide ICAGM07. Uma descrição mais detalhada poderá ser encontrado em Catalão e Sevilla (2009).

Os dados gravimétricos provêm de várias bases de dados e foram compilados, editados e validados. Especial cuidado foi tomado na faixa litoral de forma a garantir a transição contínua do valor da gravidade e do MDT/batimetria de terra para o mar. A junção de

anomalias da gravidade calculadas a partir de altimetria de satélite com medições gravimétricas marinhas foi realizada com recurso à interpolação óptima, considerando as propriedades estatísticas de cada conjunto de dados gravíticos. Na figura 1 é apresentado o mapa das anomalias ar-livre resultante da junção de todos os dados gravíticos compilados nesta região. Foram testados diversos modelos do geopotencial e verificou-se que o modelo geopotencial EIGEN05C era o que se ajustava melhor ao campo gravítico local. Foi calculado um novo modelo digital do terreno a partir do modelo SRTM em conjugação com modelos locais do terreno (de maior precisão), que foi usado na remoção dos efeitos de terreno das medições gravíticas reduzindo a variabilidade do campo cerca de 8 vezes de 1018 mGal^2 para 125 mGal^2 . Este é um efeito notável relativamente a outras soluções recentes e reflecte a elevada qualidade do MDT usado no calculo das correcções de



terreno.

Figura 1 - Mapa das anomalias ar-livre no Atlântico Nordeste, Ibéria e ilhas Macaronésicas obtido a partir de dados gravíticos oceânicos, terrestres e de satélite. Valores em mGal

O geóide foi calculado pelo método da remoção reposição com a transformada rápida de Fourier esférica usando dados reduzidos segundo o método da segunda condensação de Helmert. Os grandes comprimentos de onda foram seguidamente repostos e o efeito indirecto adicionado.

A exactidão do geóide foi determinada no oceano e em terra. A validação oceânica foi realizada por comparação do geóide com um modelo de geóide “oceanográfico” calculado a partir da superfície média oceânica CLS01 e da topografia dinâmica média Rio05 (MSSH-MDT). A comparação indica uma exactidão global de 8 cm relativa a um valor médio de 23 cm e não foi detectado qualquer sistematismo entre as duas superfícies. Foi detectado um efeito periódico longitudinal com um período de 5 graus e também um efeito circular no arquipélago das Canárias. Ambos sugerem estar relacionados com o modelo geopotencial. O primeiro pode ser explicado pela dependência das harmónicas zonais dos dados dos satélites. A segunda é um problema de “*aliasing*” do modelo geopotencial que não consegue reproduzir o sinal gravítico de elevada frequência da ilha de Tenerife. Este é um resultado que deverá ser tido em consideração em futuros *releases* dos modelos geopotenciais.

Em terra, foram usadas, para a validação do modelo de geóide, 1644 marcas de nivelamento com altitudes ortométricas e elipsoidais. O desvio padrão foi calculado para cada ilha obtendo-se valores que variam entre os 2.2 cm na ilha do Faial e 22 cm na ilha de La Palma, Quadro 1. Na península Ibérica o desvio padrão é 6.6cm e 10cm para Portugal e Espanha, respectivamente. O valor médio dos resíduos, entre o geóide gravimétrico e os marcos GPS/nivelamento, foi determinado para as ilhas e para a Ibéria e interpretado como o “offset” entre o datum vertical regional/local e o actual nível médio do mar. A diferença entre os sistemas de referência verticais locais foi determinado tendo-se obtido um valor máximo de 35 cm a ilha de S. Miguel e Portugal continental. Este valor elevado pode ser explicado pela actividade vulcânica e/ou tectónica nas ilhas e/ou pela diferença entre o valor da topografia dinâmica média do oceano entre os dois locais.

A qualidade do modelo de geóide foi determinada com base nas coordenadas altimétricas da rede geodésica as quais são o resultado de sucessivos cálculos envolvendo observações com longos períodos de separação entre campanhas. Isto resulta numa relativa boa precisão local mas numa reduzida homogeneidade e baixa precisão global da rede de nivelamento. Também o período de observação GPS foi reduzido, cerca de 1 a 2 horas, da qual resulta uma precisão estimada de 3-4 cm. Não é expectável (previsível) que se obtenha uma melhor precisão (exactidão) no mar que em terra. Assumindo que o modelo de geóide tem uma precisão homogénea (estacionaridade de segunda ordem, variações mínimas da precisão em função da posição) a variabilidade da precisão entre diferentes localizações em terra deverá ser atribuída às redes de nivelamento locais e no arquipélago dos Açores deverá ser atribuída à intensa actividade vulcânica e tectónica. Mesmo assim, as medições gravimétricas não têm uma distribuição homogénea em terra e também contribuirá para diferentes precisões regionais do modelo de geóide. Isto é claro nos resultados obtidos na ilha do Faial, em que existe uma elevada densidade de medições gravimétricas, e com um recente levantamento GPS, a comparação entre estas duas superfícies é originalmente de 2.2 cm após remoção dos erros de grande comprimento de onda do datum local (reduzidos à remoção de uma tendência local representada por um plano, 4-parâmetros).

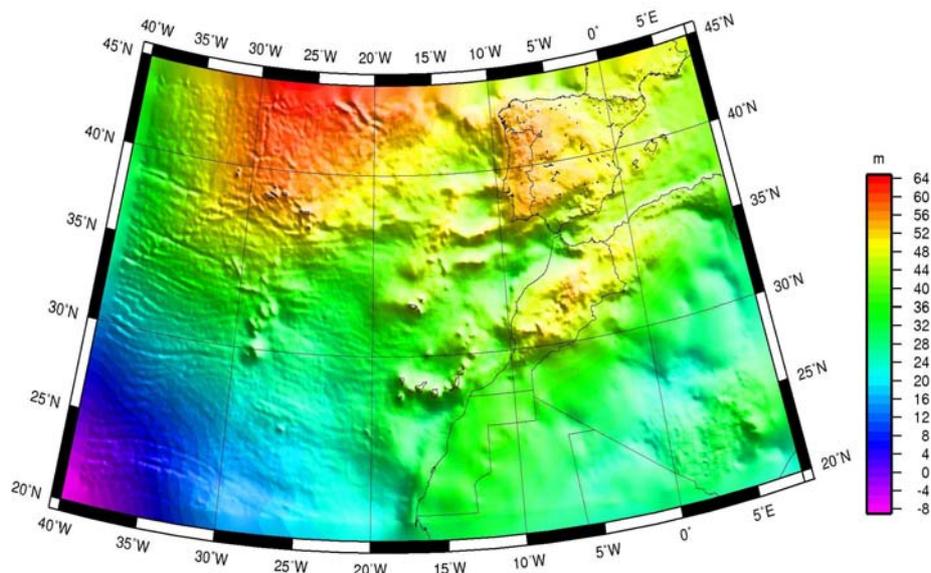


Figura 2 - ICAGM07, modelo de geóide para o Atlântico Norte, Ibéria e ilhas Macaronésicas. Valores em metro

Quadro 1 Estatística da comparação do modelo ICAGM07 com a rede geodésica em Portugal, Espanha, Açores e Madeira. A última coluna apresenta o resultado a precisão relativa após a remoção dos erros de grande comprimento de onda. Valores em m.

	num	Média	Desvio Padrão	min	max	DP (4-param)
Portugal	135	-0.88	0.075	-1.047	-0.615	0.066
Espanha	317	-1.02	0.117	-1.325	-0.398	0.104
S. Miguel	77	-0.53	0.241	0.102	1.057	0.125
Faial	33	-0.63	0.060	-0.720	-0.502	0.022
Pico	55	-0.72	0.189	-1.058	-0.297	0.125
Terceira	61	-0.63	0.100	-0.901	-0.286	0.090
Madeira	36	-0.19	0.146	-0.44	0.091	0.133

3. Cálculo do modelo GeodPT08

O modelo GeodPT08 foi construído com base no modelo de geóide ICAGM07 por ajuste à rede geodésica (vértices geodésicos e marcas de nivelamento). Por esta razão, o modelo GeodPT08 não é uma superfície equipotencial do campo gravítico da Terra e consequentemente não é verdadeiramente “o geóide”, mas apenas e só uma superfície que permite a conversão de altitudes elipsoidais para altitudes ortométricas.

Os resultados apresentados no Quadro 1 permitem-nos retirar duas conclusões acerca do modelo de geóide ICAGM07: primeiro, existe uma diferença sistemática entre os vários data verticais e o geóide (geocêntrico) e, segundo, o desvio padrão dos resíduos é demasiado elevado para a maioria dos trabalhos de posicionamento. A forma de resolver estes dois problemas consiste na modelação dos resíduos entre o geóide e a rede geodésica e na sua incorporação no modelo de geóide original. Para o efeito dever-se-ia usar apenas e só a rede de nivelamento geométrico, contudo, como a grande maioria dos trabalhos topográficos são realizados com base nos vértices geodésicos foi decidido incluir também a RGN (Rede Geodésica Nacional) no processo de modelação do geóide. Para a determinação do resíduo entre o geóide (ICAGM07) e a rede geodésica foram usados 135 marcas de nivelamento e 1096 vértices geodésicos de 1ª, 2ª e 3ª ordens. Nestas marcas e vértices foram determinadas a altitude elipsoidal relativa ao GRS80 (h) e a latitude e longitude no sistema ETRS89 usando equipamento GNSS (*Global Navigation Satellite System*). Estes dados estão disponíveis na página WEB do IGP e os detalhes destas campanhas podem ser consultados em Vasconcelos et al. (2007). O geóide ICAGM07 e as altitudes elipsoidais são referidas a um sistema geocêntrico e as altitudes ortométricas ao datum de Cascais.

Os resíduos entre o modelo de geóide e a rede geodésica foram calculados pontualmente através da expressão: $\varepsilon(\phi, \lambda) = h(\phi, \lambda) - H(\phi, \lambda) - N(\phi, \lambda)$. Os parâmetros estatísticos destes resíduos são apresentados no Quadro 2. Verificamos que existe uma diferença significativa entre os resíduos relativos à rede de nivelamento e à rede geodésica com um desvio padrão cerca de metade para a primeira. Se considerarmos que a rede de nivelamento tem uma precisão global superior a 1 cm poderemos assim inferir que a precisão do geóide ICAGM07 em Portugal continental é de cerca de 7 cm. O valor médio de 88 cm e de 84 cm para o nivelamento e RGN, respectivamente reflecte o desfasamento entre os diferentes sistemas verticais envolvidos no cálculo dos resíduos, em particular o termo de grau zero do potencial perturbador.

Quadro 2 – Resíduos entre a rede geodésica e o modelo de geóide ICAGM07 (metro)

Portugal Continental	num	Média	Desvio Padrão	min	max
Nivelamento	135	-0.88	0.075	-1.047	-0.615
Vértices geodésicos	1096	-0.84	0.143	-1.567	-0.165

Para eliminar estes sistematismos e reduzir o valor dos resíduos, foi construída uma superfície de conversão (com base nos resíduos) usando o método da colocação por mínimos quadrados. Foi previamente removido o valor médio dos resíduos e foi usado um modelo de função covariância de Gauss-Markov do tipo:

$$C(\psi) = C_0 \left(1 + \frac{\psi}{\alpha} \right) e^{-\frac{\psi}{\alpha}} \quad (1)$$

Em que ψ é a distância esférica, C_0 a variância dos resíduos e α a distância de correlação. Foi usada uma distância de correlação de 10 km. Foi assumida uma matriz covariância do erro diagonal na qual foi atribuído aos termos relativos às observações de nivelamento o valor de 1 cm^2 e aos termos relativos aos vértices geodésicos o valor de 25 cm^2 . A superfície de transferência foi construída sob a forma de uma grelha de resolução de 2.5 km contendo 230 linhas e 162 colunas. Esta superfície é apresentada na Figura 3. Esta superfície reflecte os erros sistemáticos e aleatórios existentes entre o geóide gravimétrico e a RGN. É de salientar um valor residual elevado (60 cm) em toda a extensão da serra algarvia bem como um valor positivo superior a 20 cm em quase todo baixo Alentejo em contraste com os valores mínimos de -35 cm no alto Alentejo. Estas diferenças são verificadas apenas na RGN porquanto na rede e nivelamento o valor máximo do resíduo é de 3 cm. Este facto é visível na figura onde as marcas de nivelamento (quadrados pretos) formam ilhas (cor branca) no meio de vastas regiões de resíduos elevados. Na região norte do país com vales pronunciados e de altitude média elevada onde o geóide em principio será de mais difícil determinação apresenta valores residuais quase marginais (inferiores a 3 cm). O esclarecimento da elevada anomalia altimétrica da serra algarvia só poderá ser conseguido com a realização de uma linha de nivelamento que atravesse a serra algarvia na direcção norte-sul. As marcas de nivelamento no perímetro da serra têm resíduos inferiores a 3 cm.

O modelo de geóide GeodPT08 é o resultado da soma da superfície de conversão ao modelo de geóide ICAGM07 (considerando apenas Portugal continental).

A exactidão do modelo GeodPT08 foi determinada por comparação com a rede de nivelamento e com a RGN usando as mesmas marcas e vértices utilizados no cálculo da superfície de conversão. Os resultados estão apresentados na Quadro 3. Como seria esperado o valor da média dos resíduos é zero e o desvio padrão diminuiu consideravelmente. O desvio padrão dos resíduos de 1200 vértices e marcas de nivelamento observadas com GNSS é agora inferior a 4 cm. Como a distribuição espacial, dos vértices e marcas, é homogénea em todo o território continental poderemos assumir sem grande erro que a exactidão do modelo de geóide GeodPT08 é globalmente superior a 4 cm. De referir que o resíduo máximo absoluto nos vértices geodésicos observados é de 20 cm.

Quadro 3 - Resíduos entre a rede geodésica e o modelo de geóide GeodPT08 (metro)

Portugal Continental	num	Média	Desvio padrão	min	max
Nivelamento	135	0.0	0.010	-0.03	0.03
Vértices geodésicos	1096	0.0	0.036	-0.19	0.21

Foi ainda realizado um outro teste de avaliação de qualidade relativa do modelo de geóide GeodPT08. Neste caso, foi analisado o erro relativo do transporte da altitude ortométrica a partir das 33 estações permanentes do IGP, Figura 4. Supondo que o utilizador está a

funcionar em modo RTK ligado a uma estação permanente do IGP, analisou-se a diferença entre a altitude ortométrica dos vértices geodésicas num raio de 40 km e a altitude ortométrica calculada em tempo real com a altitude elipsoidal do equipamento RTK e o geóide GeodPT08. Para cada estação permanente foi calculado o valor médio e o desvio padrão (apresentado na figura 4).

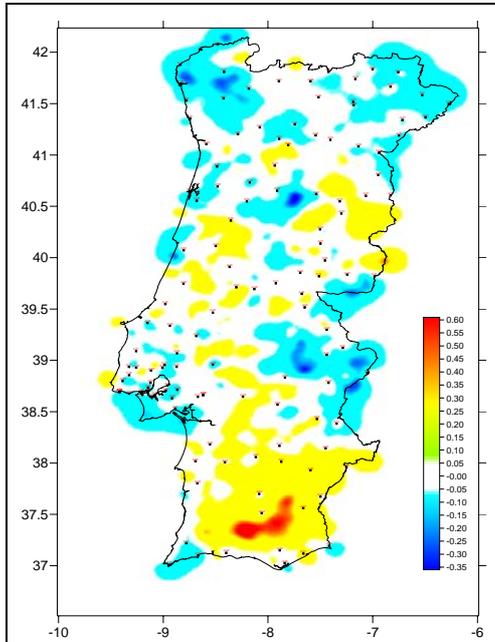


Figura 3 - Superfície de conversão (ou erro) entre o geóide ICAGM07 e a rede geodésica nacional. A escala de cores está em metro. Os elementos pontuais da imagem são as marcas de nivelamento usadas no cálculo desta superfície. Valores em metro

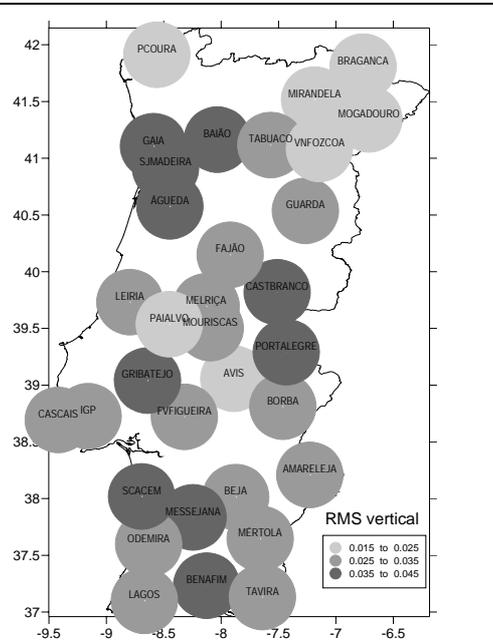


Figura 4 - Mapeamento do erro médio quadrático do modelo GeodPT08 em função da estação permanente usada no posicionamento. Valores em metro

O valor médio dos resíduos oscila entre -1cm e 1cm, e o desvio padrão entre 1.8 cm (Bragança, Mirandela e Mogadouro) e os 4 cm (Messejana). De realçar a elevada qualidade da rede geodésica na região norte do país onde se concentram as 5 estações com erro médio quadrático inferior a 2 cm. Neste teste não foi considerado o erro de posicionamento com GPS em tempo real que é de 2cm mais 1 ppm (valor indicado pelos construtores de equipamento).

O modelo GeodPT08 permitirá o posicionamento em tempo real, sem requisitos de calibração local, para um grande número de aplicações topográficas com uma precisão

estimada de 4 cm. Este modelo será disponibilizado gratuitamente a pedido dos interessados devendo o pedido ser endereçado ao autor ou ao IGP.

5. Conclusões

Neste trabalho foi apresentado o cálculo do modelo de geóide para Portugal continental - GeodPT08. O modelo GeodPT08 é uma superfície de conversão entre altitudes elipsoidais e altitudes ortométricas que permitirá aos utilizadores de sistemas GNSS o posicionamento 3D em tempo real em qualquer ponto de Portugal continental com uma precisão altimétrica melhor que 4 cm.

Agradecimentos

Quero agradecer ao Instituto Geográfico Português e em particular aos colegas J. Agria Torres, J. Teixeira Pinto, H. Kol e M. Vasconcelos o apoio que sempre manifestaram à execução deste projecto de determinação de um modelo de geóide para Portugal.

Referências Bibliográficas

- Bamler R (1999) The SRTM Mission: A world-wide 30 m resolution DEM from SAR Interferometry in 11 days. In: D. Frisch and R. Spiller (eds.): Photogrammetric week 99, Wichman verlag Heidelberg: 145-159.
- Catalão J (2006) Iberia-Azores Gravity Model (IAGRM) using multi-source gravity data. *Earth, Planets, Space*, **58**, 277–286.
- Catalão J, Sevilla M (1998) Geoid studies in the north-east Atlantic (Azores-Portugal). In *Geodesy on the Move*, Eds. R. Forsberg, M. Feissel R. Dietrich, ISBN 3-540-64605-1, Springer-Verlag, Berlín, 269-274,
- Catalão J, Sevilla M (1999) The effect of high precision bathymetric model on geoid computation. *IGS Bulletin*, 10: 91-99.
- Catalão J, Sevilla M (2004) Inner and minimum constraint adjustment of marine gravity data. *Computers and Geosciences*, Vol. 30, Issues 9-10: 949-957, DOI: 10.1016/j.cageo.2004.06.004
- Catalão J and Bos M (2008) Sensitivity analysis of the gravity geoid estimation: A case study on the Azores plateau. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, [doi:10.1016/j.pepi.2008.05.010](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.05.010)
- Catalão, J., Sevilla, M.J. (2008). “The use of ICAGM07 geoid model for vertical datum unification on Iberia and Macaronesian islands”. *Eos Trans. AGU*, 89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract G51B-0612, 15-19 December, San Francisco, Califórnia.
- Catalão, J., Sevilla, M.J. (2008). Vertical datum unification on Iberia and Macaronesian islands with a local gravimetric geoid. First results. IAG International Symposium on Gravity, Geoid and Earth Observation, Session 4: Geoid modeling and vertical datums, 23-27 June 2008, Chania, Greece.
- Catalão J. and Sevilla M (2009) Mapping the geoid for Iberia and Macaronesian islands using multi-sensor gravity data and GRACE geopotential model. *Journal of Geodynamics*, doi:10.1016/j.jog.2009.03.001.

- Featherstone WE, Kirby JF, Kearsley AHW, Gilliland JR, Johnston GM, Steed J, Forsberg R, Sideris MG (2001) The AUSGeoid98 geoid model of Australia: data treatment, computations and comparisons with GPS-levelling data. *Journal of Geodesy*, 75: 313-330.
- Fernandes MJ, Bastos L, Catalão J (2000) The role of dense ERS altimetry in the determination of the marine geoid in Azores. *Marine Geodesy*, Vol. 23, N. 1, 1-16.
- Fernandes MJ, Barbosa S, Lazaro C (2006) Impact of Altimeter data Processing on sea level studies. *Sensors*, 6: 131-163.
- Forsberg R, Olesen A, Bastos L, Gidskehaug A, Meyer U, Timmen L (2000) Airborne geoid determination, *Earth Planets Space*, 52, 863–866.
- Forsberg R, Olesen A, Vest A, Solheim D, Hipkin R, Omang O, Knudsen P (2004) Gravity field improvements in the North Atlantic region. Proc. Second International GOCE User Workshop “GOCE the geoid and Oceanography”, ESA-ESRIN, Frascati, Italy, 8-10 March 2004 (ESA SP-569, June 2004).
- Forsberg R, Skourup H (2005) Arctic Ocean Gravity, Geoid and Sea-ice Freeboard Heights from ICESat and GRACE. *Geophysical Research Letters*, vol. 32, L21502, 2005
- Fotopoulos G, Kotsakis C, Sideris MG (2000) A New Canadian Geoid Model in Support of Levelling by GPS. *Geomatica*, Vol.54, No.1, 53-62.
- Gitlein O, Denker H, Müller J (2004) Local geoid determination by the spectral combination method. In: IAG Internat. Symp. "Gravity, Geoid and Space Missions - GGSM2004", Porto, Aug. 30 - Sept. 3, 2004.
- Hwang C, Hsiao YS, Shih HC, Yang M, Chen KH, Forsberg R, Olesen AV (2007) Geodetic and geophysical results from a Taiwan airborne gravity survey: Data reduction and accuracy assessment, *J. Geophys. Res.*, 112, B04407, doi:10.1029/2005JB004220.
- Knudsen P, Andersen O, *et al.* (2006) Geoid and Ocean Circulation in the North Atlantic, Final report. Danish National Space Center, Technical Report no. 5, 2006.
- Kuroishi Y, Ando H, Fukuda Y (2002) A new hybrid geoid model for Japan, GSIGEO2000. *Journal of Geodesy*, 76, 428-436, DOI 10.1007/s00190-002-0266-5.
- Klees R, Tenzer R, Prutkin I, Wittwer T (2007) A data-driven approach to local gravity field modeling using spherical radial basis functions. *J Geod* DOI 10.1007/s00190-007-0196-3.
- Reigber CH, Luehr H, Schwintzer P (2002) CHAMP Mission Status. *Advances in Space Research*, 30 (2): 129-134.
- Smith DA, Milbert DG (1999) The GEOID96 high-resolution geoid height model for the United States. *Journal of Geodesy*, 73:219-236.
- Tapley B, Ries J, Bettadpur S, Chambers D, Cheng M, Condi F, Gunter B, Kang Z, Nagel P, Pastor R, Pekker T, Poole S, Wang F (2005) GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE. *Journal of Geodesy*, 79 (8), 467-478.
- Vasconcelos M., Botelho H., Koll H., Casaca J. (2007) The Portuguese Geodetic Reference Frames. In: IUGG XXIV – General Assembly 2007, Perugia, Italy, 2 – 13 July 2007.