
DETERMINAÇÃO DO MODELO GEOIDAL LOCAL DA REGIÃO METROPOLITANA DO RECIFE (RMR) E PARTE DO AGRESTE DE PERNAMBUCO POR MEIO DE MEDIÇÕES GRAVIMÉTRICAS

MICHAEL ANTÃO DOS SANTOS¹

JOAQUIM ALVES MOTTA²

ANDRÉA DE SEIXAS¹

Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

Centro de Tecnologia e Geociências - CTG

¹Departamento de Engenharia Cartográfica, Recife, PE

²Departamento de Geologia, Recife, PE

michaelantao@yahoo.com.br, {jam, aseixas}@ufpe.br

RESUMO – O emprego do Sistema de Posicionamento Global (GPS) tem proporcionado uma forma de determinação da altitude ortométrica a partir do conhecimento da ondulação geoidal e da altitude elipsoidal. Normalmente, próximo do local da intervenção de uma obra de Engenharia, não existe uma Referência de Nível, havendo assim, a necessidade de implantação de um ponto, no local dos serviços, com altitude ortométrica referencial. Para poder testar a aplicação do emprego do GPS é necessário que exista um modelo geoidal local de boa qualidade. Assim, os primeiros ensaios para sua obtenção foram determinados pelo método gravimétrico e pelo método GPS/Nivelamento. Por meio da Gravimetria foi gerado um modelo e este serviu como base comparativa para o modelo gerado através das observações GPS/Nivelamento, podendo assim, analisar a precisão entre cada método e a combinação entre os mesmos. Este trabalho tem por objetivo descrever a metodologia empregada para a determinação da superfície geoidal local da Região Metropolitana do Recife (RMR) por Gravimetria. Para isso foram escolhidos 15 (quinze) vértices dos pontos de triangulação definidos pelo IBGE, compreendidos entre o Litoral, Zona da Mata e início do Agreste de Pernambuco. Assim serão apresentados os resultados do processamento e a superfície geoidal local resultante.

ABSTRACT - The use of Global Positioning System has provided a way of determining the orthometric height from the knowledge of the geoid undulation and ellipsoidal height. Usually, near the site of the intervention of a work of engineering, there is a reference level, so there is the need for deployment of a point, on-site services, with reference orthometric altitude. In order to test the application of the use of GPS there must be a local geoid model of good quality. Thus, the first trials for this model were determined by gravimetric method and the GPS / Leveling. Was generated through a gravity model, and this served as a comparative basis for the model generated by observations of GPS / Leveling. Thus being able to analyze the accuracy of each method and the combination between them. This paper aims to describe the methodology used to determine the first local geoid surface in the Metropolitan Region of Recife (RMR) gravimetrically. Were chosen for this fifteen vertices of the triangulation points defined by IBGE, located among the coastal area, forestall zone and the beginning of the arid area of Pernambuco. Thus, it will be presented the results of the processing and the resulting local geoidal surface.

1 INTRODUÇÃO

É sabido que na Região Nordeste Brasileira se conhece a ondulação geoidal com uma variação da incerteza não satisfatória para uma boa determinação do modelo do geóide existente devido à deficiente quantidade de pontos, além da má condição de conservação dos mesmos (IBGE/EPUSP, 2004). Assim, o modelo aqui proposto objetiva melhorar esta incerteza através do adensamento de pontos e reproprocessamento daqueles existentes. Desta forma faz-se necessário dar continuidade a aquisição e manutenção destes pontos. Assim, é de grande relevância e de grande importância para o desenvolvimento futuro de modelagem de terrenos aplicados à Engenharia e Cartografia, uma metodologia com o emprego do GPS, com base na determinação de redes geodésicas amarradas ao campo de pontos

definidores das Redes Geodésicas do IBGE, não necessariamente de primeira ordem, que propicie sua determinação com precisão inferior a três metros, por meio de interpolações.

O emprego do Sistema de Posicionamento Global (GPS) tem proporcionado uma forma de determinação da altitude ortométrica (H) a partir do conhecimento da ondulação geoidal (N) e da altitude elipsoidal (h). Normalmente, próximo do local da intervenção de uma obra de Engenharia, não existe uma Referência de Nível, havendo assim, a necessidade de implantação de um ponto, no local dos serviços, com altitude ortométrica (H). Para testar a aplicação do emprego do GPS é necessário que exista um modelo geoidal local de boa qualidade. Os primeiros ensaios para a concepção desse modelo geoidal local para a Região Metropolitana do Recife (RMR), e parte do Agreste de Pernambuco, foram desenvolvidos (SANTOS, 2009).

Para obter uma maior consistência no resultado final, o modelo geoidal local foi determinado pelo método gravimétrico e pelo método GPS/Nivelamento. Através da gravimetria foi gerado um modelo e este serviu como base comparativa para o modelo gerado através das observações GPS/Nivelamento, podendo assim, analisar a precisão entre cada método e a combinação entre os mesmos.

Este trabalho tem por objetivo descrever a metodologia empregada para a determinação da superfície geoidal local da Região Metropolitana do Recife (RMR) e parte do Agreste de Pernambuco através de medições gravimétricas. Para isso foram escolhidos 15 (quinze) vértices dos pontos de triangulação definidos pelo IBGE, compreendidos entre o Litoral, Zona da Mata e início do Agreste de Pernambuco, para a aplicação do método gravimétrico. Ressalta-se que esses mesmos 15 vértices foram utilizados para a determinação do geóide local por meio de GPS/Nivelamento, o qual não será abordado nesse trabalho. Desta forma serão apresentadas as etapas realizadas, os resultados do processamento gravimétrico e a superfície geoidal local resultante.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Superfícies de Referência

As definições de superfícies de referência são de suma importância para o entendimento sobre superfícies geoidais. Estas definições referem-se à forma da Terra e do campo de gravidade externo da Terra.

Segundo Gemael (1999), rotineiramente, um geodesta trabalha com três formas representativas para a Terra. São elas: a) A superfície física (superfície topográfica) onde são realizadas as operações geodésicas e que corresponde ao aspecto exterior e irregular da superfície terrestre; b) A superfície geoidal, representada por uma superfície equipotencial da gravidade melhor ajustada globalmente ao NMM; c) A superfície elipsoidal por ser uma superfície matematicamente trabalhável onde serão realizados os cálculos geodésicos.

Conforme Torge (2001), o geóide é usado como superfície de referência para as altitudes e profundidades, definindo-se a altitude ortométrica de um ponto da superfície da Terra como a distância linear entre o ponto e o geóide medida ao longo da linha vertical do lugar.

Molodensky, in Vanicek e Krakiwsky(1982) introduziu a definição do quase-geóide como uma aproximação relativa ao geóide para aplicações práticas, a fim de resolver os problemas nos cálculos geoidais. A separação entre o quase-geóide e o elipsóide corresponde à anomalia de altitude (ζ) que pode ser calculada teoricamente (BLITZKOW e DE FREITAS, 2004). Nesse sistema, também é definida outra superfície, o teluróide, cuja altitude em relação ao elipsóide H^N (altitude normal) corresponde à altura entre a superfície física da Terra e o quase-geóide (Figura 1).

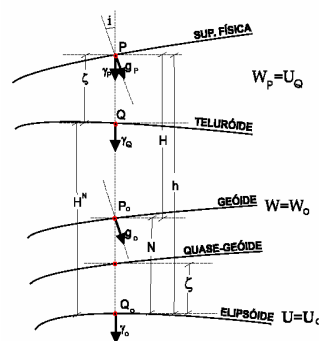


Figura 1 – Relação entre superfícies. Fonte: (BLITZKOW et al., 2004).

Blitzkow et al. (2004), citam a Terra normal como um elipsóide de revolução que possui a mesma massa e velocidade de rotação da Terra real, com esferopotencial de gravidade sobre sua superfície igual ao geopotencial de

gravidade da Terra real na superfície do geóide. A Figura 1 acima relaciona a superfície física, elipsoidal, geoidal, o telúroide e o quase-geóide.

Estudos integrados utilizando técnicas GPS/Nivelamento e gravimétrica têm permitido a obtenção de resultados cada vez melhores, possibilitando uma qualidade melhor para a definição de um modelo geoidal mais apurado. O posicionamento GPS tem a finalidade de determinar não só as coordenadas de latitude e longitude dos pontos, mas principalmente a altitude elipsoidal para ser utilizada no modelo geoidal.

2.2 Cálculo da ondulação geoidal

A ondulação geoidal é dada pela diferença entre a altitude elipsoidal e a altitude ortométrica, conforme a equação (1) a seguir:

$$N = h - H \cos(i) . \quad (1)$$

Onde: N é a ondulação geoidal, h é a altitude elipsoidal, H é a altitude ortométrica e i é o desvio da vertical.

O valor do desvio da vertical (i), avaliado em um ponto na superfície física terrestre, é o ângulo formado entre dois vetores que representam a inclinação entre a linha normal à superfície elipsoidal e a linha vertical à superfície geoidal neste ponto. Admitindo que em casos extremos é de até 1'(um) minuto de arco (GEMAEL, 1999), para um valor muito pequeno, admite-se que a equação (1) seja apresentada de forma simplificada pela equação (2):

$$N \cong h - H . \quad (2)$$

Quando do desconhecimento da altitude elipsoidal faz-se necessário a determinação da ondulação geoidal sempre através da gravimetria, operação que requer um cuidado maior, além de recursos humanos mais especializados. Ressalta-se que no Brasil existe uma deficiência de gravímetros em trabalhos de campo, dificultando o desenvolvimento de trabalhos nesta área. Na década de 90, iniciou-se o ciclo de operações com o posicionamento por satélites, onde se tornou possível a determinação das coordenadas geodésicas tridimensionais, são elas: horizontais (latitude e longitude) e da coordenada geodésica vertical (altitude elipsoidal) de pontos da superfície da Terra. Técnicas de rastreamento inovadoras proporcionam cada vez mais uma melhor precisão na determinação da altitude elipsoidal, bem como o surgimento de satélites de última geração, tendo como consequência uma melhor precisão também no cálculo da determinação da ondulação geoidal através do posicionamento por satélites (SANTOS, 2001).

2.3 Estudos gravimétricos

Através do estudo global do campo da gravidade, obtêm-se informações acerca das dimensões, forma e massa da Terra, bem como do modo como a massa se distribui no interior do planeta.

O método gravimétrico é fundamentado basicamente na Lei da Gravitação Universal de Isaac Newton, publicada em 1687, a qual foi deduzida a partir das leis empíricas de Kepler, relacionadas aos movimentos planetários. Segundo essa Lei, existe uma força que atua nos corpos próximos à superfície e também em todo o espaço intergaláctico, denominada de "Força Gravitacional" ou "Força de Atração Mútua entre duas massas", que é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre elas.

A primeira pessoa a medir a gravimetria da Terra foi Galileu e em sua homenagem, uma unidade gravitacional, o Gal, foi nomeada: $1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m.s}^{-2}$ (FOWLER, 1990).

Considerando a Terra perfeitamente esférica e girando ao redor de seu eixo, a força de gravidade (g) por unidade de massa, num ponto sobre a superfície terrestre é a resultante vetorial da força centrífuga (f) e da força de atração da Terra (F) e seu valor muda com a latitude (TSUBOI, 1983).

A Força da gravidade (g) por unidade de massa em um ponto da superfície terrestre é a resultante da força de atração exercida pelas massas terrestres e da força centrífuga que atuam sobre a unidade de massa situada nesse ponto. Podem-se considerar dois casos para a determinação de g: absoluta e relativa. A determinação relativa é realizada comumente com o emprego do gravímetro, o qual fornece subsídio para a determinação da ondulação geoidal com altíssima precisão através do Teorema de Stokes.

Segundo Kahn (1980), a aceleração da gravidade varia na superfície da Terra como consequência de fatores como a latitude, as diferenças de elevações entre estações, as irregularidades da topografia e as marés (variação regular do campo de gravidade da Terra, produzida pela atração gravitacional do Sol e da Lua). Torna-se necessário corrigir os dados obtidos (valores lidos) em um levantamento gravimétrico durante o processamento, para compensação desses efeitos, evidenciando as procuradas variações laterais e verticais de densidade e, a partir daí, gerar os mapas gravimétricos e perfis que possibilitem a interpretação da área estudada.

Dependendo de como seja adquirido o valor de gravidade, determinadas correções deverão ser realizadas para que se possa posicionar o ponto na superfície geoidal da estação medida; assim, sobre os valores medidos nas estações gravimétricas terrestres deverão ser realizadas as seguintes correções gravimétricas (GEMAEL, 1999): Correção de Ar-Livre; Correção de Bouger; e Correção de terreno ou topográfica.

Como o valor de gravidade depende da posição ϕ , λ , h (H), torna-se necessária a utilização de equipamentos auxiliares que forneçam estes valores, como GPS, altímetros, níveis e outros que deverão ser utilizados durante as aquisições.

Nesses experimentos foi utilizado o gravímetro do tipo diferencial da marca LACOSTE & ROMBERG modelo G-994 juntamente com GPS diferencial (marca AOA, modelo RASCAL e marca Trimble, modelo 4000SST) com o objetivo de adquirir dados necessários a execução deste trabalho. O levantamento gravimétrico de uma área delimitada consiste na obtenção de valores relativos de gravidade em estações distribuídas na área e corrigidas com relação a uma base de referência. Com requisito, nesta devem ser conhecidos os valores de posição nas três dimensões ϕ , λ , h (H) e ela deve pertencer à Rede Vertical Fundamental Brasileira (RVFB).

A gravidade referida ao esferóide fornece o valor que deveria encontrar-se em um ponto considerando que a Terra tivesse a forma de um esferóide perfeitamente uniforme ajustado a uma superfície equipotencial que melhor se ajuste ao NMM (Nível Médio dos Mares), se não afetada pelas marés, ventos, correntes e diferenças térmicas. Após terem sido feitas as correções nos dados gravimétricos é chegada a hora de identificar as anomalias resultantes de corpos ou estruturas de origem profunda e/ou rasa chamada anomalias de Bouguer ou Campo Total (equação 3).

$$C_{TOTAL} = C_{REGIONAL} + C_{RESIDUAL} \quad (3)$$

3 DETERMINAÇÃO DO GEÓIDE LOCAL POR MEIO DE MEDIÇÕES GRAVIMÉTRICAS

Esta seção tem por objetivo determinar a superfície geoidal local na área em questão através do levantamento dos dados gravimétricos a partir de medições com o gravímetro, nas mesmas RN (Referência de Nível) rastreadas com GPS. O nome de cada vértice da rede geodésica levantada com GPS foi dado a partir do nome de cada município e RN ocupada: CSA (Cabo de Santo Agostinho), ECD (Escada), GLR (Glória de Goitá), GVT (Gravatá), IGR (Igarassu), JBT (Jaboatão dos Guararapes), LMR (Limoeiro), MRN (Moreno), PDL (Paudalho), PLT (Paulista), PTZ (Pontezinha), SLM (São Lourenço da Mata), SRN (Sirinhaém), VSA (Vitória de Santo Antão) e MCZ (Marco Zero). A distribuição dos vértices está representada na Figura 2.

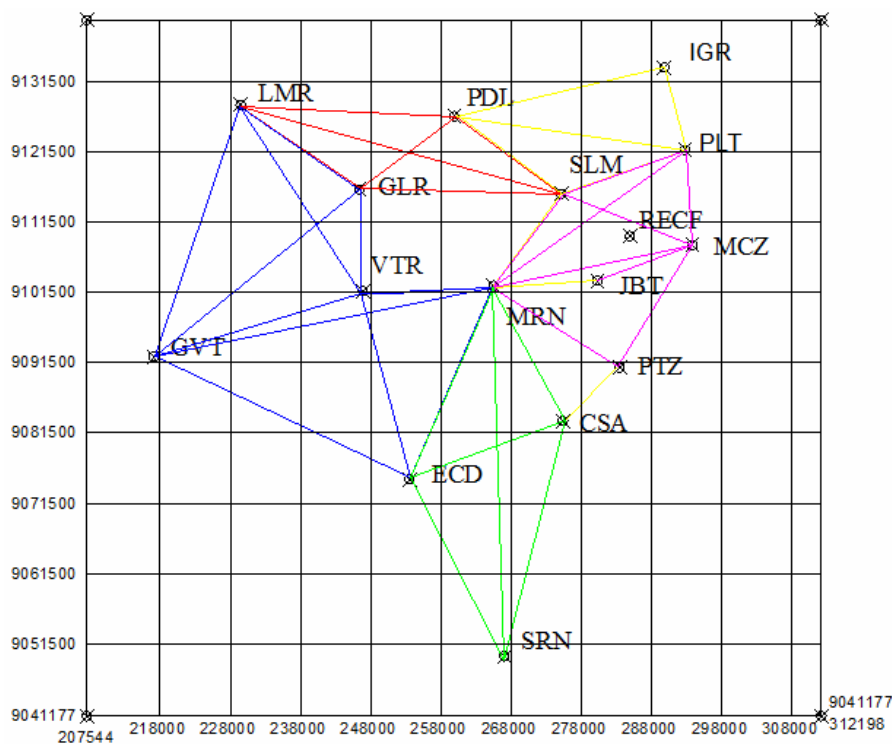


Figura 2 – Localização dos vértices na área em estudo. Sistema UTM (GRS 80), MC 33°W, coordenadas UTM em [m].

3.1 Transporte da base de referência

A base de referência se localiza em uma área hoje restrita a civis, no Aeroporto Internacional dos Guararapes, na cidade do Recife (PE). Trata-se de uma estação gravimétrica estabelecida pelo Observatório Nacional e está contida na Rede Nacional Gravimétrica, de valor de gravidade absoluta $9,7815125 \text{ m/s}^2$.

Por esta razão foi executada a transferência da mesma para o ponto Jaboatão dos Guararapes, localizado na Igreja Nossa Senhora do Perpetuo Socorro, na Rua Marechal Manoel Rabelo s/n, cidade de Jaboatão dos Guararapes (PE), com coordenadas $8^{\circ}06'30,49''\text{S}$ e $34^{\circ}59'38,14''\text{W}$ no Sistema Geodésico de Referência SIRGAS2000 (Figura 2).

A transferência foi obtida através de nove leituras da base principal (Base Aeroporto) intercalada por seis leituras na Base Jaboatão com aproximação de valores de leitura nunca superior a $0,2 \text{ mGal}$ entre cada uma.

Este procedimento visa estabelecer uma diferença de valores entre as duas bases, de modo que seja possível se considerar a correção das estações do levantamento como se fosse o valor da base do Aeroporto dos Guararapes utilizando as diferenças desta com a estação medida (Base Auxiliar). Este procedimento é usado também para diminuir o tempo de leitura entre estações, permitindo assim um melhor ajuste dos valores medidos, como também permite que não seja necessário retornar a base no mesmo dia para o fechamento da mesma.

3.2 Estabelecimento de estações gravimétricas

O ponto gravimétrico foi feito sempre com a intenção de levantar as estações que estivessem mais próximo da base, diferentemente do levantamento com o GPS. Na gravimetria não se fez necessário o levantamento através de um quadrilátero. Este procedimento não é utilizado uma vez que no método gravimétrico apenas se considera o valor da Componente Vertical da Aceleração Gravidade no ponto.

A determinação dos valores da gravidade, em diferentes RN da superfície a ser pesquisada, tem o objetivo de se obter o quadro de anomalias gravimétricas (MIRÓNOV, 1977).

Em cada ponto, mede-se a variação da gravidade com respeito a determinado local da região a investigar, o qual é denominado estação de gravimétrica de referência ou de adensamento (Jaboatão dos Guararapes – JBT), com o valor da gravidade conhecido. Portanto, o valor da gravidade de todas as RN do levantamento gravimétrico é obtido somando-se algebricamente a variação de gravidade ao valor do ponto de referência (MIRÓNOV, 1977).

A densificação pode ser constituída de segmentos entre pontos em malha regular ou irregular em função das posições dos RN, que é o caso desta pesquisa, onde a estação inicial (JBT) foi reocupada ao final do trabalho, pela necessidade da determinação da correção da maré (diário) e *drift* instrumental. Contudo, devido à má qualidade das vias de acesso quase sempre foi necessário um tempo maior para a obtenção da gravidade.

3.3 Determinação da correção de Ar-Livre (SISTEMA GEOSOFT)

A determinação da correção do Ar-Livre é realizada a partir do sistema Geosoft (sub- programa Oasis Montaj). Após a finalização de todas as campanhas com todas as RN levantadas, deu-se início ao processamento, o qual possui cinco passos:

- A) Cálculo da gravidade no ponto para onde foi feita a transferência de base;
- B) Cálculo da correção de Ar-Livre para o ponto de transferência;
- C) Elaboração dos dados gravimétricos dos pontos levantados (Estação, longitude, latitude, hora, leitura, altitude inicial, altitude ortométrica, data);
- D) Elaboração de um arquivo com a localização das RN rastreadas a partir da base (JBT);
- E) Cálculo da correção de Ar-Livre.

A Tabela 1 a seguir descreve a correção de Ar-Livre que foi realizada para todas as RN a partir da transferência de Base, no valor de -15944 mGal . O levantamento gravimétrico é obtido somando-se algebricamente a variação de gravidade ao valor do ponto de referência (MIRÓNOV, 1977).

Tabela 1 – Dados da correção de Ar-Livre obtido pelo Sistema Geosoft (sub – programa Oasis Montaj).

Dia	Nomes dos Vértices	Ar- Livre (mGal)	Resultado Ar-livre corrigido (mGal)
17/6/2008	Jaboatão	9.231	-6.713
17/6/2008	Pontezinha	-8.439	-24.383
17/6/2008	Jaboatão	9.231	-6.713
17/6/2008	Cabo Santo Agostinho	2.925	-13.019
17/6/2008	Sirinhaem	24.503	8.559
17/6/2008	Escada	-2.037	-17.981
17/6/2008	Jaboatão	9.231	-6.713
18/6/2008	Jaboatão	9.231	-6.713
18/6/2008	Paudalho	-4.485	-20.429
18/6/2008	São Lourenço	3.853	-12.091
18/6/2008	Jaboatão	9.231	-6.713
18/6/2008	Igarassu	14.922	-1.022
18/6/2008	Paulista	11.347	-4.597
18/6/2008	Marco Zero	4.286	-11.658
18/6/2008	Jaboatão	9.231	-6.713
19/6/2008	Jaboatão	9.231	-6.713
19/6/2008	Gravata	-3.381	-19.325
19/6/2008	Vitoria	-13.624	-29.568
19/6/2008	Moreno	-1,279	-17,223
19/6/2008	Jaboatão	9.231	-6.713
19/6/2008	Límoeiro	-18.853	-34.797
19/6/2008	Gloria do Goita	-7.573	-23.517
19/6/2008	Jaboatão	9.231	-6.713

3.5 Determinação do geóide local

A determinação do geóide local requer a execução de quatro etapas:

A) Determinação do Modelo Digital do Terreno (MDT)

O MDT foi gerado com base nos dados da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) com dados disponibilizados pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e *United States Geological Survey* (USGS) apresentado na Figura 3 abaixo.

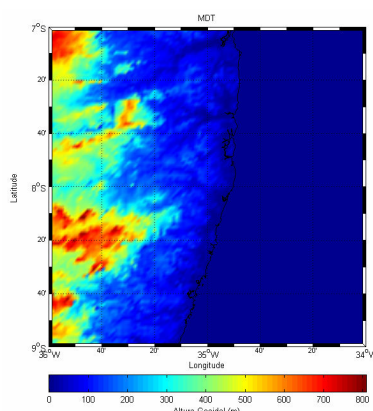


Figura 3 – Modelo digital do terreno obtido com uso do sub-programa SURFER (Versão 8) com os dados gravimétricos.

B) Interpolação dos valores das anomalias da gravidade

A segunda etapa consiste na interpolação dos valores das anomalias da gravidade. As anomalias da gravidade Ar-Livre utilizadas para o cálculo do geóide foram geradas através das anomalias da gravidade de Bouger interpoladas para toda a área de interesse a partir dos 15 RN observadas em campo.

A recomposição das anomalias ar-livre oriundas das anomalias Bouger foi feita através da seguinte equação empregando-se o MDT (TURCOTTE e SCHUBERT, 1982):

$$\Delta g_{AL} = \Delta g_B + 0,1119 H_{MDT} \quad (4)$$

Onde: H é a altitude de cada ponto da malha, neste caso, emprega-se o MDT gerado da primeira etapa.

C) Determinação do Modelo Global do Geopotencial (MGG)

O modelo MGG empregado para modelar os longos comprimentos de ondas do geóide foi o EGM2008 (*Earth Gravity Model 2008*) (PAVLIS ET al., 2008) desenvolvido até o grau e ordem 2190 dos coeficientes harmônicos esféricos do geopotencial. Os dados foram calculados no sítio do ICGEM (*International Centre for Global Earth Models*). O interessante deste sítio é que é possível calcular os elementos do campo da gravidade em qualquer sistema de referência, em qualquer sistema de maré bem como em diversos graus e ordem do desenvolvimento em harmônicos esféricos. Todos os cálculos foram efetuados no sistema *tide-free*, para maiores detalhes consultar (FREITAS et al., 2007). A Figura 4 apresenta a ondulação geoidal do EGM2008.

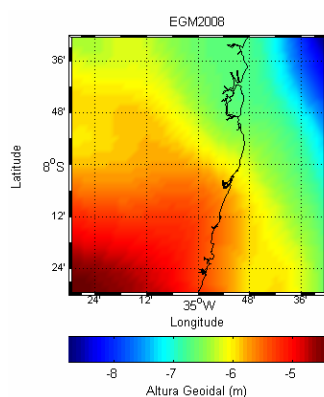


Figura 4 – Ondulação geoidal do EGM2008 obtido com uso do sub-programa SURFER (Versão 8).

D) Emprego da Técnica *Remove-Restore* e geração do geóide gravimétrico.

O uso da equação (Stokes) requer anomalias da gravidade em toda a superfície da Terra para o cálculo de uma simples altitude geoidal. Na prática, isto é irrealizável. O cálculo das altitudes geoidais com o intuito da determinação de um geóide local é realizado combinando-se informações do MGG (Modelo Global do Geopotencial), ou seja, das informações dos longos comprimentos de onda. Esta técnica é amplamente empregada no cálculo dos modelos geoidais. Para maiores detalhes ver (SANTOS, 2009).

Finalmente foi gerado o geóide usando o método gravimétrico para a região de estudo, a qual está compreendida entre as latitudes -8,5°S e -7,5°S e longitudes -35,5°W e -34,5°W, conforme Figura 5.

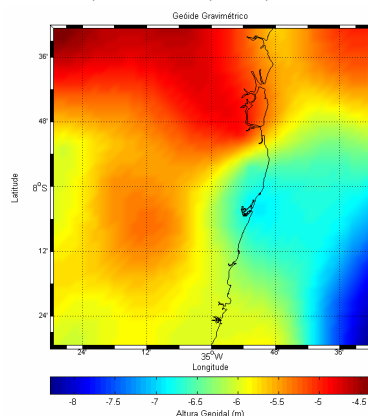


Figura 5 – Geóide gravimétrico para a região de Recife, PE com uso do sub-programa SURFER (Versão 8) (SANTOS, 2009).

Por causa do número reduzido de vértices observados para o cálculo do geóide gravimétrico da área em estudo, sua avaliação foi possível apenas com 4 vértices de controle: VTR, SLM, JBT e CSA. Os resultados para estes vértices estão apresentados nas Tabelas 2 e 3.

Tabela 2 – Resíduos para os vértices de controle. Latitude e Longitude em SIRGAS 2000. Fonte: (SANTOS, 2009).

Vértice	Latitude	Longitude	N (GPS) [m]	Diferença entre as ondulações geoidais com GPS/Nivelamento e Gravímetro [m]
SLM	-7.996267056	-35.039899869	-5.446	0.304
JBT	-8.108470144	-34.993927600	-5.902	0.233
CSA	-8.288727189	-35.039259503	-6.031	-0.124
VTR	-8.120149411	-35.297048444	-6.076	-0.612

Tabela 3 – Avaliação dos resíduos do geóide gravimétrico. Fonte: (SANTOS, 2009).

Número de vértices	4
Soma	-0,199m
Mínimo	-0,612m
Máximo	0,304m
Média	-0,050m

Os dados obtidos através do levantamento por GPS tiveram uma boa aproximação com relação ao levantamento realizado com gravímetro, da ordem de 0,32m em média para os vértices de controle e de 0,419m em média para todos os vértices, tendo em vista os tipos de levantamentos realizados nos dois métodos e os equipamentos disponíveis.

3.6 Discussão

O mapa da Figura 5 mostra uma anomalia residual negativa indicando a deficiência de massa. A curva apresenta um pico de valores próximo a costa (-5m) indicando a presença de rochas ígneas de menor densidade. A linha de costa marca uma mudança na tendência de valores altos em contrapartida a aqueles encontrados a Sudeste da área, região que mostra espessuras sedimentares de pequeno porte. Estudos gravimétricos realizados nesta área mostram a presença de uma espessa bacia sedimentar (Bacia de Piedade) com espessura de 5300m.

Um padrão de curvas de direção Noroeste - Sudeste (Figura 4) mostra um alinhamento grosseiro com a linha da costa podendo ser caracterizado como o domínio de rochas cristalinas a Oeste e sedimentar a Leste e principalmente relacionada a subida do manto com deslocamento ascendente da Descontinuidade de Mohorovicic que, nesta região possui espessura média de 22 km e está presente em toda a costa brasileira. Feição típica de região de distensão das placas oceânicas. De maneira geral os modelos EGM2008 e o aqui denominado GEÓIDE RECIFE mostram boas semelhanças com um *trend* regional W – E de caráter distensivo.

A ausência de dados batimétricos prejudicou os modelos, uma vez que no domínio oceânico se considera zero para todos os valores delimitados pela linha de costa, não sendo considerado o efeito da batimetria e da massa existente no local.

Uma análise no geóide EGM2008 observa uma maior suavização nas curvas de isovalores que no aqui denominado GEÓIDE RECIFE, mostrando que aquele modelo apresenta maior sensibilidade para a determinação de estruturas de maior comprimento de onda que o modelo GEÓIDE RECIFE.

4 CONCLUSÕES

4.1 - Estudos integrados utilizando técnicas GPS/Nivelamento e Gravimétrica têm permitido a obtenção de resultados cada vez melhores, possibilitando uma qualidade melhor para a definição de um modelo geoidal mais apurado. O posicionamento GPS tem a finalidade de determinar não só as coordenadas de latitude e longitude dos pontos, mas principalmente a altitude elipsoidal (altitude geométrica) para ser utilizada no modelo geoidal.

4.2 - Uma análise nos geóides estudados observa-se uma maior suavidade nas curvas de isovalores no Modelo EGM2008 mostrando que este modelo apresenta maior sensibilidade as estruturas de maior comprimento de onda que o modelo GEÓIDE RECIFE, o qual, por sua vez, mostra uma sensibilidade maior para estruturas localizadas e/ou sub-afflorantes.

4.3 - Um padrão de curvas distribuídas na parte central da Figura 4 mostra um alinhamento grosseiro com a linha da costa podendo ser caracterizado como o domínio de rochas cristalinas a Oeste e sedimentar a Leste e principalmente relacionada à subida do manto com deslocamento ascendente da Descontinuidade de Mohorovicic que, nesta região possui espessura média de 22 km. Esta estrutura esta presente em toda a costa brasileira, feição típica de região de distensão das placas oceânicas.

4.4 - De maneira geral os modelos EGM2008 e o aqui denominado GEÓIDE RECIFE mostram boas semelhanças com um *trend* regional W – E de caráter distensivo.

4.5 - A ausência de dados batimétricos prejudicou os modelos, uma vez que no domínio oceânico se considera zero para todos os valores delimitados pela linha de costa, não sendo considerado o efeito da batimetria e da massa existente no local.

4.6 - Recomenda-se que para resultados ainda melhores no que diz respeito à ondulação geoidal através do GPS/Nivelamento e Gravimetria, faz-se necessário uma densificação de pontos na área em estudo, pois quanto maior esta for melhor será o resultado no cálculo desta ondulação.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Prof. Dr. Silvio Rogério Correia de Freitas e ao Dr. MSc. Eng^o. Vagner Gonçalves Ferreira. Aos laboratórios LAGEO (Laboratório de Geodésia), LATOP (Laboratório de Topografia) do Departamento de Engenharia Cartográfica e LGA (Laboratório de Geofísica Aplicada) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. À INFRAERO pelo acesso ao terminal aéreo do Aeroporto Internacional dos Guararapes.

REFERÊNCIAS

BLITZKOW, D.; CAMPOS, I. O.; FREITAS, S. R. C. **Altitude: O que interessa e como equacionar.** Anais do I Simpósio de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação. DECart/UFPE – Recife, 1 a 3 de setembro de 2004.

FREITAS, S. R. C.; FERREIRA, V. G.; PALMEIRO, A. S.; DALAZOANA, R.; LUZ, R. T.; FAGGION, P. L. **Modelagem do potencial anômalo no Datum Vertical Brasileiro visando sua nova definição.** Boletim de Ciências Geodésicas, Curitiba, v. 13, n. 2, p. 395-419, 2007. Também disponível em : [HTTP://www.ser.ufpr.br/bcg](http://www.ser.ufpr.br/bcg).

FREITAS, S. R. C. de; BLIZKOW, D. **Altitudes e Geopotencial.** IGeS Bulletin N.9 – Internacional Geoid Service, June 1999, 47 – 62, Milan.

GEMAEL, C. **Introdução à Geodésia Física.** Curitiba: Editora da UFPR, 1999.

IBGE/EPUSP. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. MAPGEO2004.

MIRÓNOV, V. S. **Curso de prospección gravimétrica.** Traduzido do russo por GISBERT, M. Barcelona: Editorial Reverte, 1977. 524p.

PAVLIS, N. K.; HOLMES, S. A.; KENYON, S. C.; FACTOR, J. K. **An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008.** In: General Assembly of the European Geosciences Union, April 13-18, 2008, Vienna. Disponível em: <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/index.html>.

SANTOS, A. A. **Geodésia Elementar: Princípio de Posicionamento Global (GPS).** Recife. Editora Universitária, 2001.

SANTOS, M. A. dos. **Metodologia para obtenção de altitudes ortométricas através de interpolação de modelos geoidais locais definidos por GPS/Nivelamento e gravimetria.** Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 2009. 110p.

TSUBOI, C. **Gravity.** George Allen and Unwin, London, 1983.

TORGE, W. **Geodesy.** Berlin: de Gruyter, 3 ed., 2001.

TURCOTTE, D. L.; SCHUBERT, G. **Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems.** New York: John Wiley & Sons, 1982.

VANICEK, P.; KRAKIWSKY, E. J. **Geodesy: The Concepts.** Amsterdam, New York: North Holland Publishing Company, 1982. 691 p.