

GRAVIMETRÍA

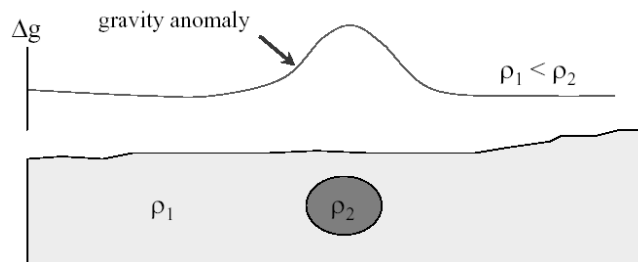
1. Noções elementares
 - 1.1. A gravimetria
 - 1.2. Atracção gravitacional terrestre
2. Medidas de gravidade
 - 2.1. Instrumental
 - 2.2. Correções de dados de gravidade
 - 2.2.1. Correção de instrumento (drift)
 - 2.2.2. Correção de marés
 - 2.2.3. Correção de latitude
 - 2.2.4. Correção ar-livre
 - 2.2.5. Correção Bouguer
 - 2.2.6. Correção de terreno
 - 2.3. Métodos de estimativa de densidade
3. Anomalias gravimétricas
4. Modelagem gravimétrica

GRAVIMETRÍA

1. Noções elementares

1.1. A gravimetria

A gravimetria detecta variações de densidade na subsuperfície através da medição de variações locais na gravidade terrestre. Essas variações têm origem em diversas causas: a rotação e o achatamento da Terra, efeitos da Lua e do Sol, variações de altitude entre os pontos de medida, efeitos da estrutura da crosta e manto superior, etc.



Os levantamentos gravimétricos podem ser usados tanto para detecção de anomalias rasas quanto para anomalias profundas. Em escala local a análise da estrutura fina da gravidade é o fundamento da prospecção gravimétrica. O uso criterioso desta última, combinado com informações geológicas, permite localizar, identificar e avaliar o potencial econômico de jazidas de minérios diversos, carvão, petróleo, sal, matéria primária para indústria cerâmica e construção, etc...

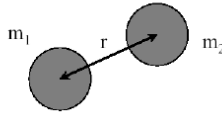
Em um enfoque mais amplo, os estudos gravimétricos, através do estudo global do campo da gravidade, obtêm informação acerca das dimensões, forma e massa da Terra. Além, o estudo da ação gravitacional da Lua e do Sol sobre nosso planeta permite determinar não só o modo como a massa se distribui no interior terrestre, como também permite tirar conclusões acerca do estado de agregação de vastas regiões do interior do planeta.

1.2. Atração gravitacional terrestre

A atração gravitacional é uma propriedade de toda a matéria que contém massa. A massa de um corpo depende de sua constituição química, isto é, dos elementos químicos que este corpo contém. Os átomos que compõem a matéria varia em massa atômica, de forma que os átomos que apresentam maior massa atômica formam o material de corpos mais "massivos". Os corpos mais massivos, portanto, apresentam maior quantidade de massa por volume, ou seja, maior densidade (D). Estes corpos atraem outros corpos com mais intensidade quanto maior for sua densidade.

A Lei de Newton define a Força Gravitacional como sendo inversamente proporcional ao quadrado da distancia entre as massas:

$$F = G \frac{(m_1 m_2)}{r^2}$$



onde G é a constante gravitacional cujo valor, determinado por Cavendish em 1798, é de $6.6732 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg}\cdot\text{s}^2$. A unidade é o Newton (N): $1 \text{ N} = \text{kg}\cdot\text{m}/\text{s}^2$.

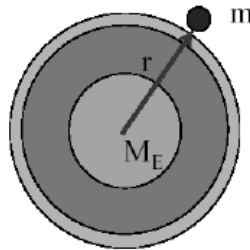
No método gravimétrico, mede-se a aceleração da gravidade (g) ao invés da força gravitacional (F). g pode ser derivada da segunda lei de Newton:

$$F = ma$$

$$F = mg = \frac{GM_E m}{r^2}$$

$$g = \frac{GM_E}{r^2}$$

$$g = \frac{GM_E}{r^2}$$



A aceleração da gravidade g é normalmente expressa em m/s^2 (SI) ou cm/s^2 (cgs). Em geofísica a unidade convencional de g é Gal (em homenagem a Galileu) e g.u. (SI):

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm}/\text{s}^2$$

$$1 \text{ g.u.} = 0,1 \text{ mGal}$$

Numa primeira aproximação, o campo da Terra pode ser considerado equivalente ao de uma esfera com o mesmo tamanho e a mesma densidade média da Terra. Depois de sucessivas aproximações, tendo por base refinamentos nos cálculos e medições de escala global, temos o referido Modelo Teórico do Campo de Gravidade. Este modelo fornece o valor esperado para a aceleração de gravidade em todos os locais do planeta, com o qual pode ser comparado o valor medido.

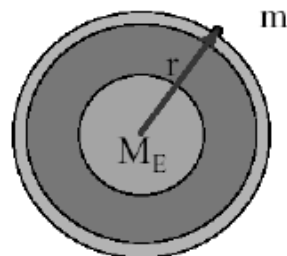
$$g = \frac{GM_E}{r^2}$$

$$g = \frac{6.6732 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg}\cdot\text{s}^2 \times 5.967 \times 10^{24} \text{ kg}}{(6,378,000 \text{ m})^2}$$

$$g = 9.78 \text{ ms}^{-2}$$

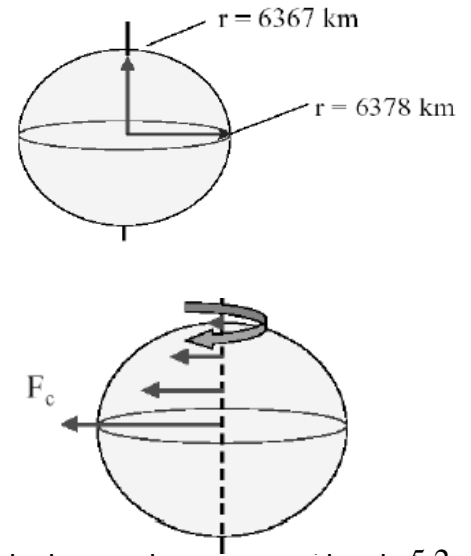
$$M_E = 5.967 \times 10^{24} \text{ kg}$$

$$r = 6378 \text{ km}$$



Porém a Terra não é uma esfera, mas um elipsóide e, portanto o valor de g varia com a latitude. O raio da Terra diminui do equador para os pólos em cerca de 11 km. Diversos parâmetros influenciam de fato o valor de g :

- Efeito de forma: nos pólos, o raio menor aumento o valor de g de 6,6 Gal.
- Efeito de massa: O raio da Terra é maior no equador onde de fato mais massa existe entre o centro da Terra e a linha do equador que causa uma diminuição do valor de g nos pólos de 4,8 Gal.
- Efeito de rotação: a rotação da Terra produz uma força centrífuga F_c que se contrapõe à força de gravidade com um aumento de valor de g de 3,4 Gal nos pólos.



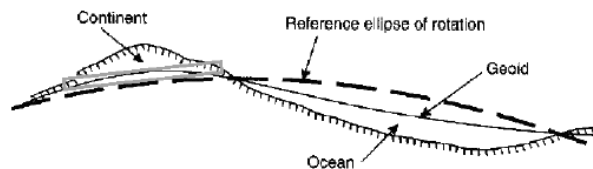
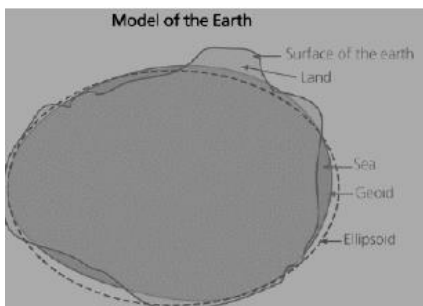
O efeito resultante da variação de latitude é um aumento na gravidade do equador para os pólos de 5,2 Gal. Esta é uma variação relativamente grande uma vez que a maioria dos alvos geológicos produz anomalias gravimétricas menores que 0,1 Gal.

Os valores de referencia da gravidade terrestre com a latitude são calculados através da Formula Internacional de Gravidade (IGF) que fornece o valor de g no nível do mar com função da latitude:

$$g_n = g_e (1 + A \sin^2 \phi - B \sin^2 2\phi)$$

onde g_e é o valor da gravidade no equador ao nível do mar ($9,780318 \text{ m/s}^2$) e A e B são constantes determinadas em função da velocidade angular, tamanho e forma da Terra.

As medidas relativas de gravidade são feitas em relação a uma superfície imaginária chamado geóide que se aproxima do nível médio dos mares. Na superfície do geóide o valor de g é constante. A superfície do geóide é deprimida sobre os oceanos e elevada sobre os continentes em relação ao elipsóide.



Devido à composição heterogênea da Terra, espera-se que os valores locais medidos de gravidade sejam diferentes dos valores normais da gravidade calculados pela IGF. A diferença entre o valor medido e

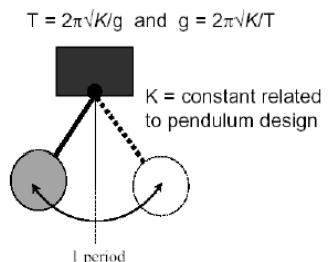
os dados pela IGF é chamada de anomalia de gravidade (Δg). As anomalias são resultantes dos contrastes de densidade que ocorrem na superfície embaixo dos pontos de medição. Podemos estar, por exemplo, sobre uma jazida de minério de ferro, que apresenta densidade superior à densidade média das rochas da superfície, ou sobre uns domos salinos, que tem uma baixa densidade em comparação com as rochas. A medição da gravidade pode ser uma medida absoluta como mais comumente uma medida relativa de gravidade (variação de gravidade entre duas estações de medição).

2. Medidas de gravidade

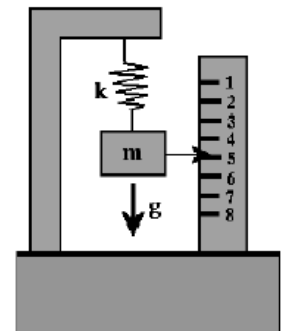
2.1. Instrumental

- Método de queda de corpo: o valor de g pode ser medido diretamente pela queda de um objeto com medição da sua taxa de variação de velocidade (g). A altura da queda de um corpo é proporcional ao quadrado do tempo de queda. A massa pode ser solta dentro de uma câmara de vácuo e o tempo de queda medido com precisão através de um interferômetro a laser. Os gravímetros absolutos recentes medem com precisão de até 0,001 mGal.
- O Pêndulo: a gravidade foi medida pela primeira vez por Pierre Bouguer em 1749 usando um pêndulo. O período de oscilação do pêndulo é inversamente proporcional a g :

A medição precisa da constante K de um pêndulo é difícil de ser realizada e tem precisão de, no máximo, 1 mGal. Um pêndulo pode ser usado para a medição relativa de g em dois locais, uma vez que a constante K não muda. Neste caso a precisão sobe para 0,1 mGal. Este método requer cerca de uma hora para fazer uma medição de g , o que não o torna prático como instrumento de campo.



- Gravímetros: na prática, levantamentos gravimétricos são medições relativas de g usando um gravímetro, que é uma sensível balança com uma massa suspensa por uma mola. Uma pequena mudança em g resulta no deslocamento da massa e na variação do comprimento da mola. A variação de comprimento x da mola é proporcional à massa dividida pela constante k da mola: $g = xk/m$. Quanto mais rígida for a mola, maior a sua constante k .



A medição relativa da gravidade usa instrumentos montados em estações diferentes ao longo de linhas e a cada estação a variação do valor de g é medida.

2.2. Correções de dados de gravidade

As anomalias de gravidade que se desejam medir são pequenas quando comparadas com as variações de gravidade que ocorrem ao longo do tempo e com o ponto de medição. Essas variações indesejáveis de gravidade são removidas do dado registrado através da aplicação de várias correções:

1. Correção de instrumento (*drift*)
2. Correção de marés
3. Correção de latitude
4. Correção ar-livre (*free air*)
5. Correção Bouguer
6. Correção de terreno

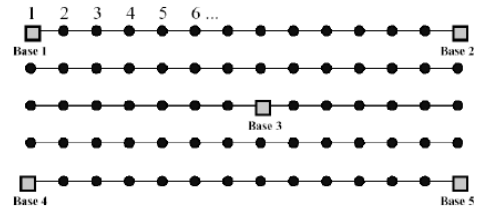
2.2.1. Correção de instrumento (drift)

As variações de temperatura durante o levantamento provocam variação nas propriedades da mola do gravímetro, causando uma variação gradual nas medidas de gravidade. Em geral g varia menos de 1 mGal e essa variação é monitorada por repetidas medições na mesma estação (1 medida cada 1 ou 2 horas).

2.2.2. Correção de marés

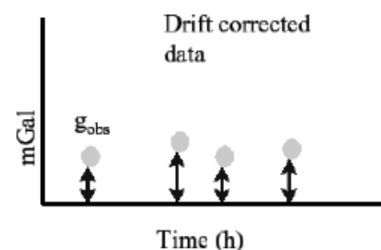
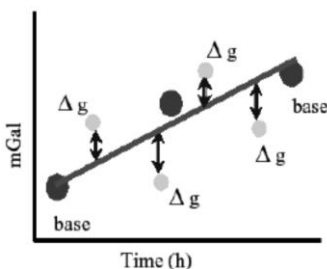
A atração gravitacional do Sol e da Lua deforma a Terra e a superfície dos oceanos. A deformação da Terra é pequena, mas suficiente para afetar as medidas de gravidade. As variações de maré têm período de 12 horas.

Para a medição dos efeitos de instrumento e de maré, várias estações-base são repetidamente re-ocupadas durante levantamento gravimétrico. Leituras de gravidade são efetuadas nas estações-base a aproximadamente cada hora.



A correção de instrumento e de maré é dada pela diferença entre as sucessivas medições de gravidade nas estações-base. O drift instrumental e as marés têm uma correção única. O drift entre as estações é assumido como suave e estimado da linha de ajuste linear entre os valores de gravidade lidos nas estações-base.

$$g_{\text{obs}} = \Delta g - g_{\text{drift}}$$



2.2.3. Correção de latitude

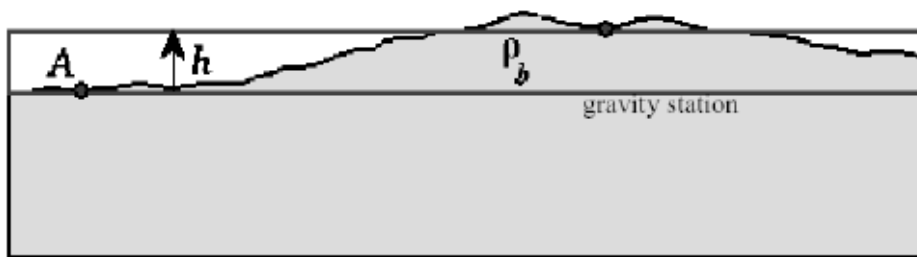
A gravidade em uma estação é dada pela diferença entre o valor medido e o valor teórico de gravidade para aquela estação. O valor teórico de gravidade é dado pela fórmula IGF:

$$g_n = g_e (1 + A \sin^2 \phi - B \sin^2 2\phi)$$

Uma aproximação pode ser aplicada para levantamentos de pequena escala (<100 Km) usando o gradiente local de gravidade. Na latitude 43°N, o gradiente local de latitude é de cerca de 0,8 μGal/m. Só é importante quando o levantamento ocorre numa linha onde a latitude muda por várias centenas de metros.

2.2.4. Correção ar-livre

A correção de ar-livre corrige a variação de gravidade causada pela diferença de elevação entre as várias estações de medição, em relação ao nível médio dos mares. A correção é positiva quando a estação se encontra acima do nível do mar e negativa quando situada abaixo do nível do mar.



$$FA_{corr} = 0.3086 \text{ mGal/m} \\ = 0.3086 z \text{ mGal}$$

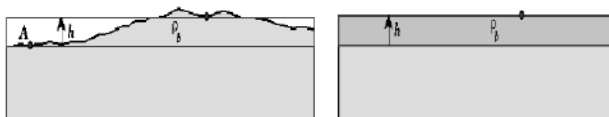
A medição das elevações das estações gravimétricas precisa ser executada com elevada precisão: precisão topográfica de mais ou menos 5 cm para uma precisão de 0,1 mGal. O valor final de gravidade é obtido após a subtração do valor normal de gravidade (IGF), da correção de instrumento e de maré, e da correção ar-livre:

$$g_{FA} = g_{drift} - g_n + FA_{corr}$$

2.2.5. Correção Bouguer

A correção ar-livre não corrige o efeito das massas existentes entre a estação de medição e o nível médio dos mares (nível de referência para correção ar-livre). A correção Bouguer calcula a atração gravitacional extra exercida por uma camada de rocha lateralmente infinita, com densidade média ρ e espessura z :

$$g_B = 2\pi G(\rho \Delta z) \\ = -0.04193 \rho \Delta z$$

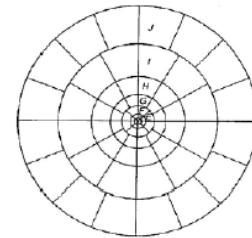
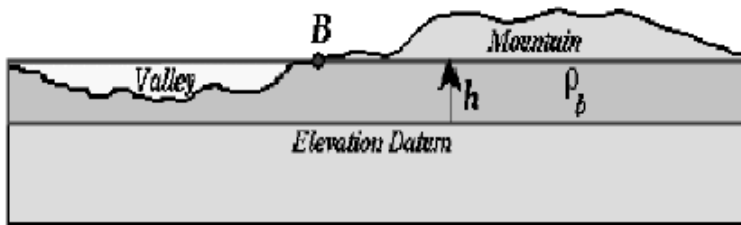


A anomalia Bouguer (Δg_B) é o resultado da aplicação das correções ar-livre (que supõe as correções de instrumento, marés e de latitude) e Bouguer. Ela é dada por:

$$\Delta g_B = g_{\text{obs}} - g_n + 0,3086.z - 0,04193.\rho z \text{ (mGal)}$$

2.2.6. Correção de terreno

A camada lateralmente infinita considerada na correção Bouguer descreve as variações gravitacionais causadas por variações topográficas de grande escala, mas não serve para representar os extremos locais de variações topográficas próximos das estações de medição (vales e montanhas, por exemplo).

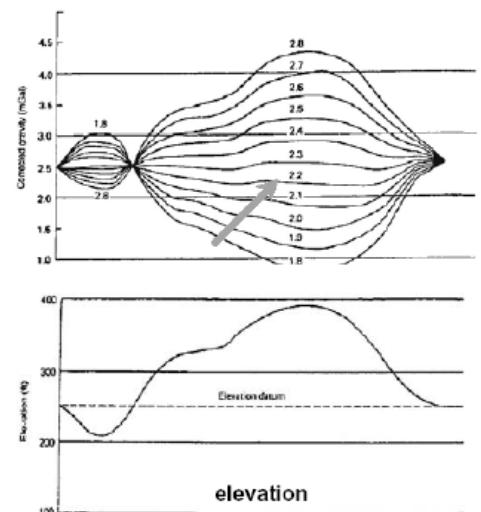


A correção de terreno é realizada através das cartas de Hammer que permitem calcular a atração gravitacional de cada setor de uma serie de cilindros em torno da estação gravimétrica. A contribuição ponderada de cada setor (como função do seu volume e da distancia à estação) é somada, resultando no valor da correção de terreno.

2.3. Métodos de estimativa de densidade

Para aplicar as correções Bouguer e de terreno precisamos conhecer a densidade da subsuperfície. Alguns métodos são usados para a estimativa de densidade:

- Estimativa “grosseira” baseada na estratigrafia
- Perfis geofísicos de poços ou medição laboratorial de densidade de testemunhos de poços
- Método de Nettleton para a geração de um “perfil de densidade”. Neste método aplica-se um intervalo de valores tentativos de densidade nas correções de Bouguer e de terreno de uma linha de dados. Escolhe-se a curva que fornece a melhor estimativa de densidade pela correlação com a topografia.

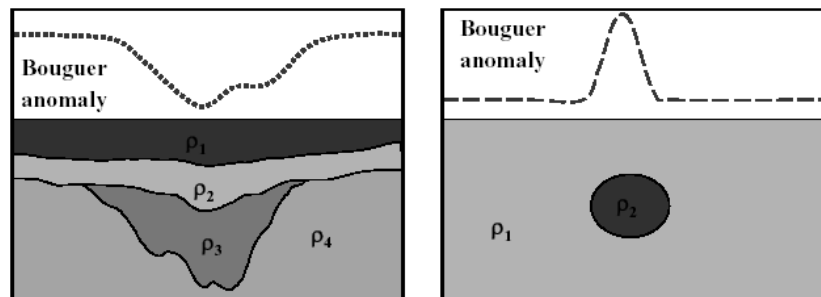


A variação de densidade das rochas é pequena em comparação com outras propriedades físicas. Deve haver um contraste significativo para que se detecte uma anomalia gravimétrica. A densidade (ou a rigor, massa específica) é uma medida de massa por unidade de volume e suas unidades são g/cm^3 ou Kg/m^3 .

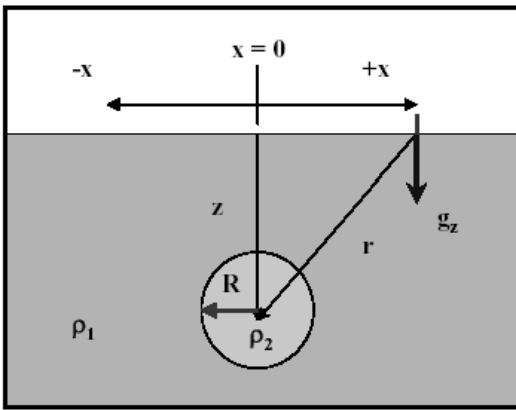
Mineral	ρ (gcm^{-3})	Rocks	$\rho(\text{gcm}^{-3})$
Quartz	2.65	Sandstone	2.0-2.6
Feldspars	2.5-2.7	Limestone	2.5-2.8
Micas	2.8	Dolostone	2.3-2.9
Calcite	2.72	Granite	2.5-2.8
Clay mins	2.5-2.8	Basalt	2.7-3.3
Gypsum	2.3	Gabbro	2.7-2.8
Halite	2.1-2.4	Peridotite	3.1-3.3
Uncons. sediments	1.5-2.3		

3. Anomalias gravimétricas

A magnitude e a forma de uma anomalia de gravidade depende do contraste de densidade entre os materiais considerados, a profundidade da fonte e a geometria.



O objeto mais simples de modelar é uma esfera. Consideramos uma esfera uniforme de densidade ρ , x sendo a distância horizontal entre o ponto de medição e o centro da esfera, r a distância inclinada entre o ponto de medição e o centro da esfera e z a profundidade do centro da esfera.



A atração gravitacional vertical é $g = GM/r^2$

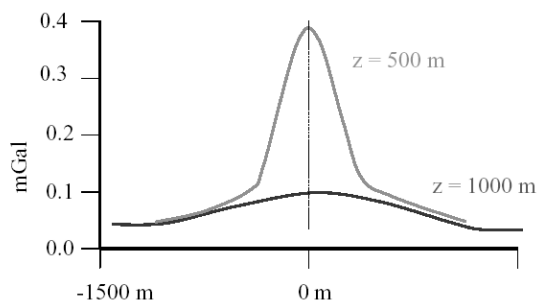
A massa é dada pelo volume $V = (4/3)\pi R^3$ vezes o contraste de densidade $\rho_c = \rho_1 - \rho_2$

$$g = \frac{G 4\pi R^3 \rho_c}{3r^2}$$

$$g = \frac{G 4\pi R^3 \rho_c}{3(x^2 + z^2)}$$

Exemplo: esferas enterradas

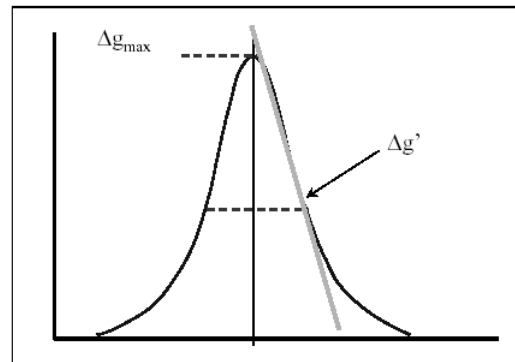
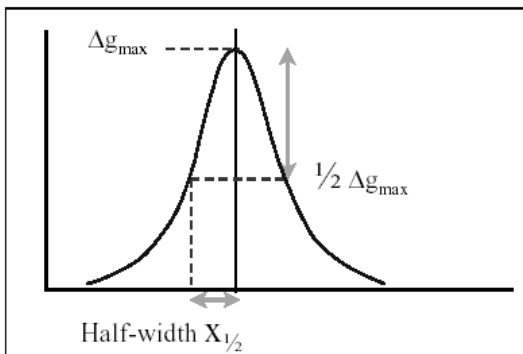
- Esferas de ferro com raio de 1 metro
- Densidade das esferas: $\rho = 5 \text{ g/cm}^3$
- Densidade do solo: $\rho = 2,6 \text{ g/cm}^3$
- Enterradas a profundidades de 5m e 10m
- Contraste de densidade de $2,4 \text{ g/cm}^3$



As anomalias são centradas sobre o centro da esfera e se tornam mais larga (maior comprimento de onda) com o aumento da profundidade da fonte.

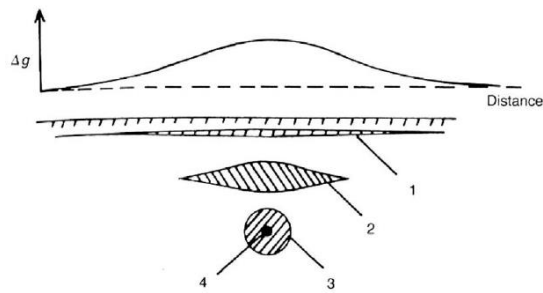
Pode-se estimar a profundidade do topo de uma fonte gravimétrica como sendo aproximadamente igual à meia largura $x_{1/2}$ do pico de anomalia na metade da altura do pico. Para objetos cilíndricos $z = 1,305 x_{1/2}$

$$z = 0,86 \Delta g_{\max} / \Delta g'$$

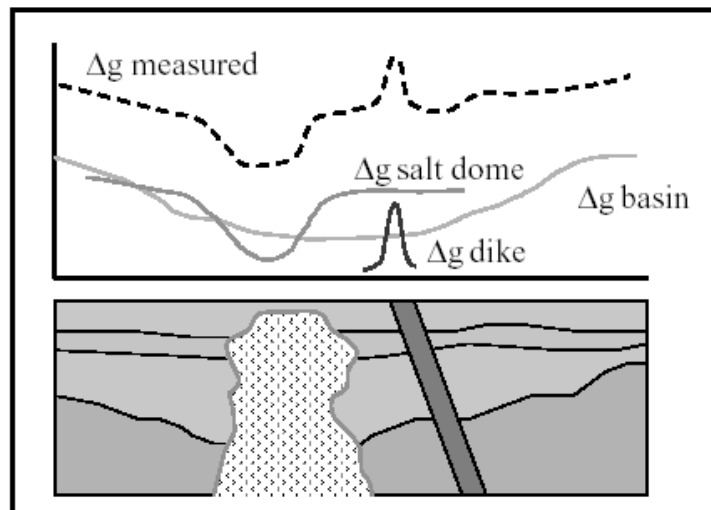


A profundidade pode ser igualmente estimada a partir do gradiente dos lados do pico da anomalia. A profundidade é calculada a partir da razão entre a amplitude máxima de gravidade Δg_{\max} e o gradiente $\Delta g'$.

A interpretação gravimétrica em geral não é única levando a consideração de algumas ambigüidades. Por exemplo, um número infinito de combinações da fonte, profundidade da fonte e contraste de densidade pode gerar a mesma anomalia.



Da mesma maneira, as anomalias Bouguer resultam da superposição de diferentes distribuições de massa a diferentes profundidades. De modo geral as fontes mais profundas apresentam comprimentos de onda maiores e as fontes mais rasas apresentam comprimentos de onda menores.



4. Modelagem gravimétrica

A modelagem gravimétrica consiste em produzir matematicamente a resposta gravimétrica de vários modelos geológicos, auxiliando na interpretação dos dados observados no campo. Distinguem-se

- Modelagem direta: trabalha com modelos com camadas de espessura e densidades conhecidas, comparando a resposta calculada com os dados obtidos no campo.
- Modelagem inversa: Estima as densidades e espessuras das camadas a partir dos dados registrados no campo.

