

Introdução ao Método Gravimétrico

Leonardo Guimarães Miquelutti

Introdução

- A gravimetria mede as variações do campo gravitacional terrestre causada pela distribuição lateral de rochas com diferentes densidades dentro da crosta até poucos quilômetros de profundidade.
- Para cada região, após um conhecimento prévio da densidade média local, será considerada uma anomalia qualquer corpo que possui uma densidade diferente dessa média.
- Em campo, este estudo é feito através de gravímetros.

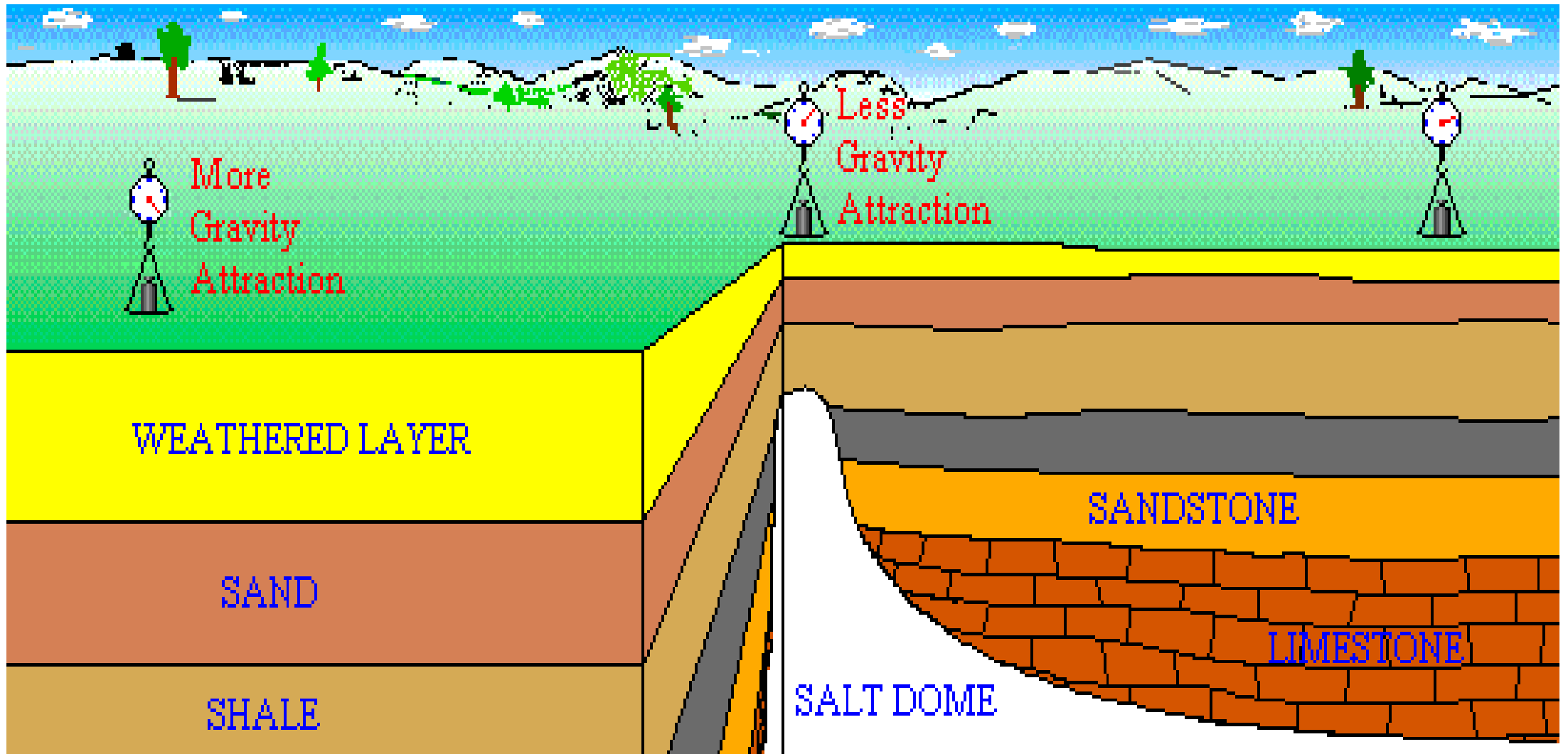
Introdução

- Na exploração de petróleo este método é usado para
 - delimitar bacias onde a densidade do embasamento seja bem maior que a densidade das rochas sedimentares
 - mapear domos de sal
 - delimitar grandes estruturas.
- A pesquisa gravimétrica mede a aceleração da gravidade g .
 - O valor médio de g na superfície da terra é de $9,81 \text{ m/s}^2$.
- A atração gravitacional depende da densidade das rochas subterrâneas, assim g varia com a superfície da terra.

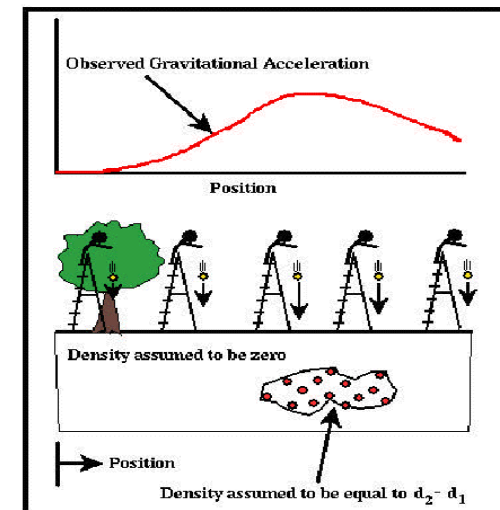
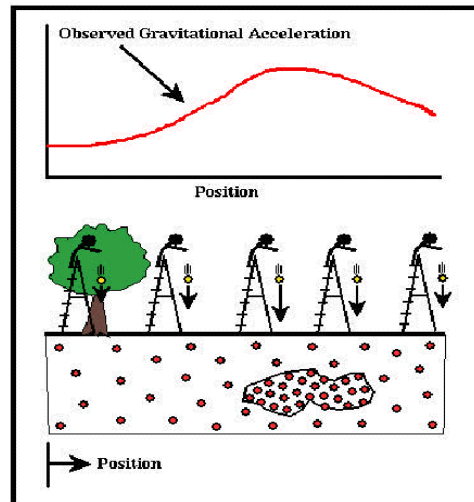
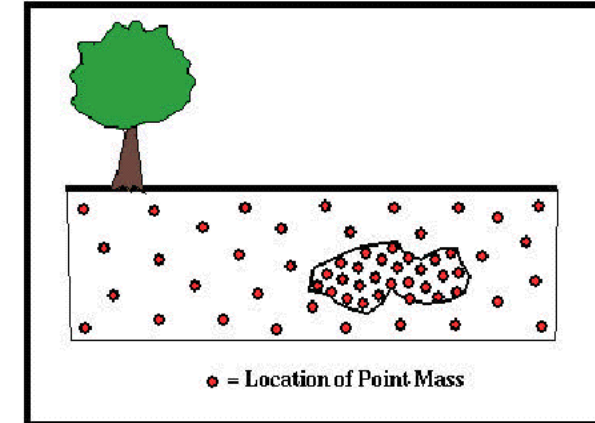
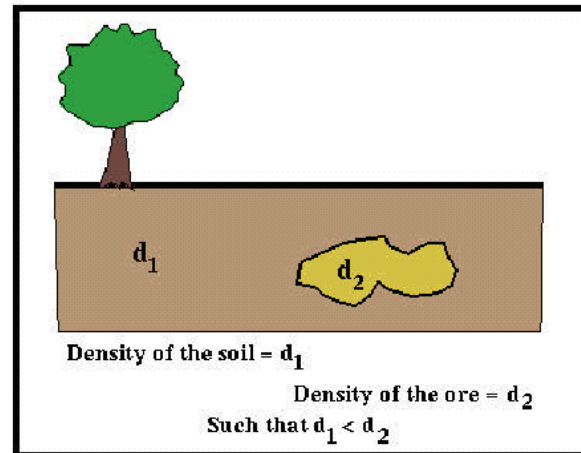
Introdução

- A variação deste campo gravitacional se dá no caso de um mesmo corpo (massa constante) mostrará pesos diferentes para diferentes locais, se as rochas subjacentes tiverem densidades diferentes (o que normalmente acontece).
- Entretanto, estas variações são de uma magnitude muito pequena, podendo apenas serem quantificadas por aparelhos especiais, denominados gravímetros.

Introdução

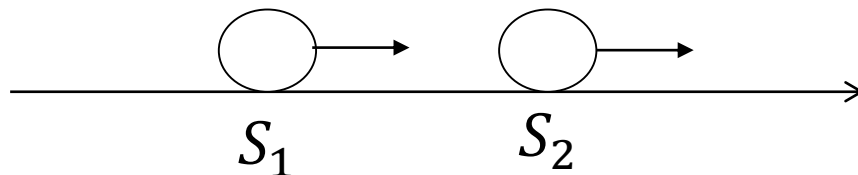


Exemplo



Fundamentos Físicos

- Referencial
 - "Um corpo está em repouso quando a distância entre este corpo e o referencial não varia com o tempo. Um corpo está em movimento quando a distância entre este corpo e o referencial varia com o tempo."
- Trajetória
 - "Trajetória é a linha determinada pelas diversas posições que um corpo ocupa no decorrer do tempo."
- Deslocamento



$$\Delta s = s_2 - s_1$$

Fundamentos Físicos

- Massa e peso

$$P = m \cdot g$$

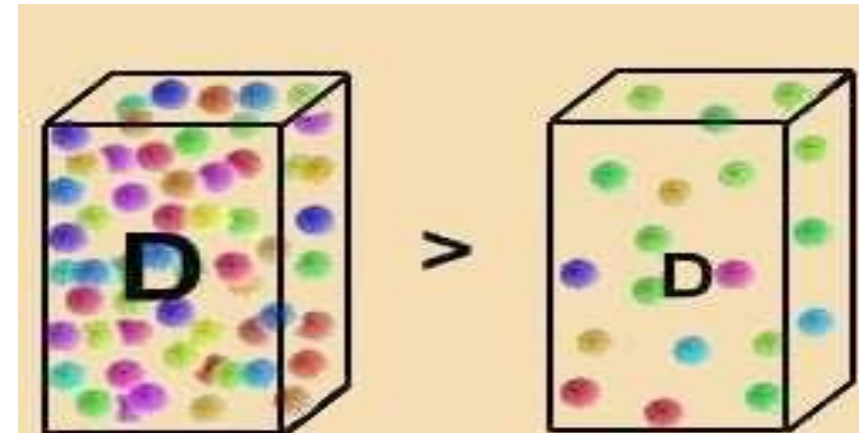
- P é o peso (força), m é a massa do corpo e g a aceleração gravitacional local

- Densidade

- A densidade d é o parâmetro físico ao qual a gravimetria esta associado. A densidade é dada por

$$d = \frac{m}{V}$$

- m é a massa e V o volume do corpo.



Fundamentos Físicos

- A pesquisa gravimétrica é baseada na lei da gravitação universal de newton. A descrição desta lei é facilmente encontrada nos livros de física básica.
- A força de atração gravitacional entre dois corpos de massas conhecidas é diretamente proporcional ao produto de suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre eles. É dada por

$$\vec{F} = -\frac{G \cdot M}{r^2} m$$

- onde: M e m são as massas dos dois corpos, r a distância entre eles e G é a constante gravitacional. A constante gravitacional, no sistema CGS tem o valor de $(6,673 \pm 0,03) \cdot 10^{-9} \text{ cm}^3 / \text{g s}^2$ e no sistema SI tem o valor de $(66,73 \pm 0,03) \cdot 10^{-12} \text{ N(m}^2 / \text{kg}^2) = (66,73 \pm 0,03) \cdot 10^{-12} \text{ m}^3 / \text{kg s}^2$, logo sua formula dimensional e $[G] = \text{L}^3 \text{ M}^{-1} \text{ T}^{-2}$.

Fundamentos Físicos

- Em uma Terra uniformemente esférica, de massa M e raio R , uma massa m na sua superfície sente uma atração gravitacional de módulo dado por

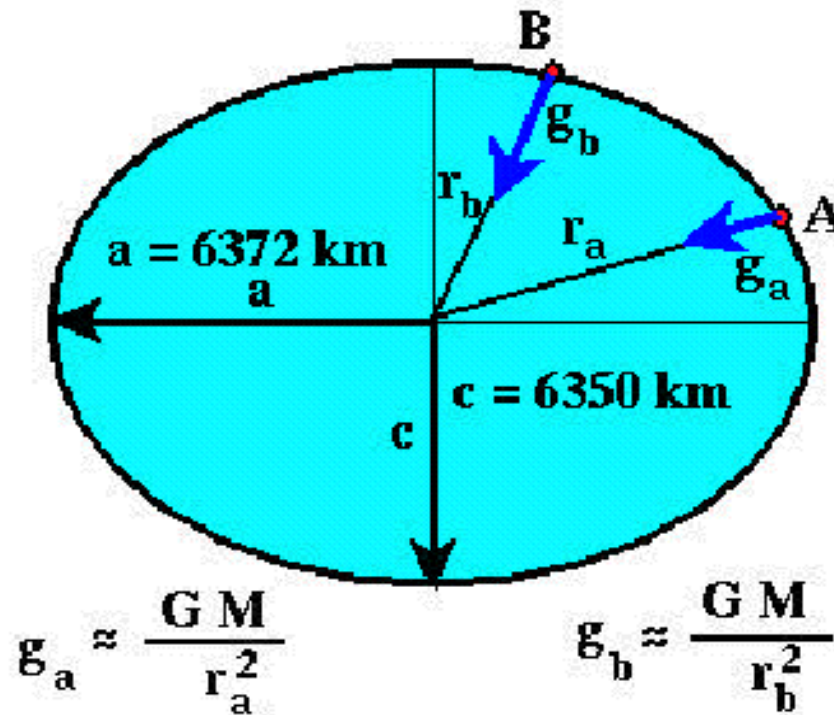
$$F = \frac{G \cdot M}{r^2} m = g \cdot m = P$$

de modo que g é dado por

$$g = \frac{G \cdot M}{r^2}$$

Fundamentos Físicos

Na ilustração, $r_a > r_b$



Fundamentos Físicos

- Unidade gravimétrica: Galileu realizou a primeira medida da aceleração devida à gravidade deixando objetos cair da Torre Inclinada de Pisa. Em homenagem a Galileu, a Unidade de Gravidade no sistema c.g.s. é chamada **Gal**.

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

Fundamentos Físicos

- Os atuais medidores de Gravidade são extremamente sensíveis e podem medir **g** em **1 parte em 10^9** (Equivalente a medir a distância da Terra à Lua com precisão de 1 metro). Assim a Unidade c.g.s. normalmente utilizada nas medidas de gravidade é o **miliGal**.

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal} = 10^{-3} \text{ cm} / \text{s}^2$$

Fundamentos Físicos

- No sistema m.k.s. (SI) a gravidade é medida em $\mu \text{ m/s}^2$ ou **u.g.** (**Unidade de Gravidade**).

$$10 \text{ u.g.} = 1 \text{ mGal}$$

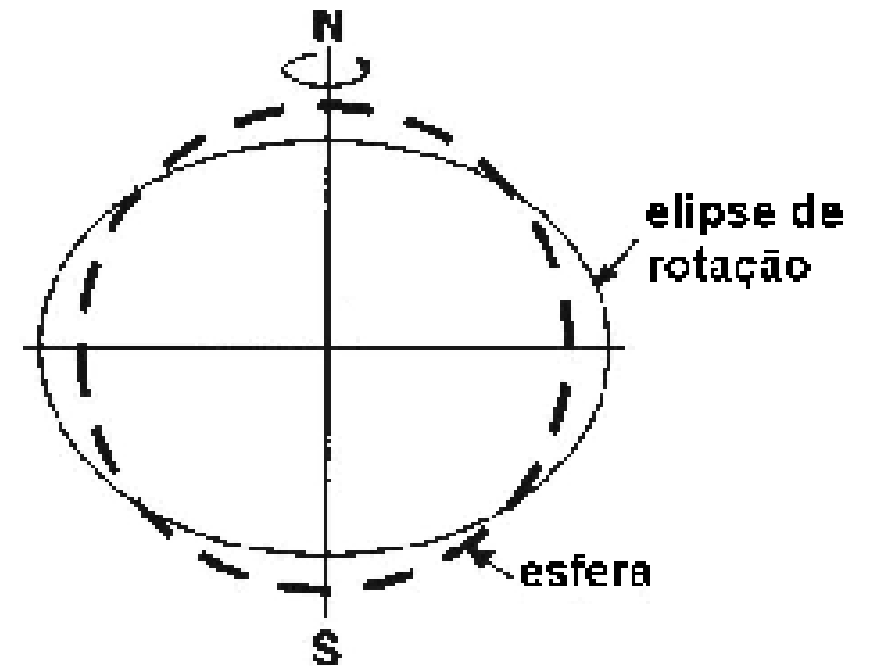
- Ambos **mGal** e **u.g.** são medidas normalmente usadas na pesquisa gravimétrica.
- O valor de **g** em **mGal** ?

$$g = 9,8 \text{ m/s}^2 = 9,8 \cdot 10^6 \mu \text{ m/s}^2 = 9.800.000 \text{ u.g.} = 980.000 \text{ mGal}$$

- Precisão das medidas: em terra = $\pm 0.1 \text{ u.g.}$. No mar = $\pm 10 \text{ u.g.}$ (devido ao movimento da embarcação)

Formas da Terra

- Se a Terra fosse uma esfera uniforme, g seria uma constante. No entanto, a gravidade varia com a variação da densidade da Terra, e a Terra não é uma esfera perfeita.
- A Terra tem a forma de uma esfera achatada por causa da sua rotação. O raio é maior no equador por causa da maior força centrífuga tendendo a acelerar a massa central para fora.

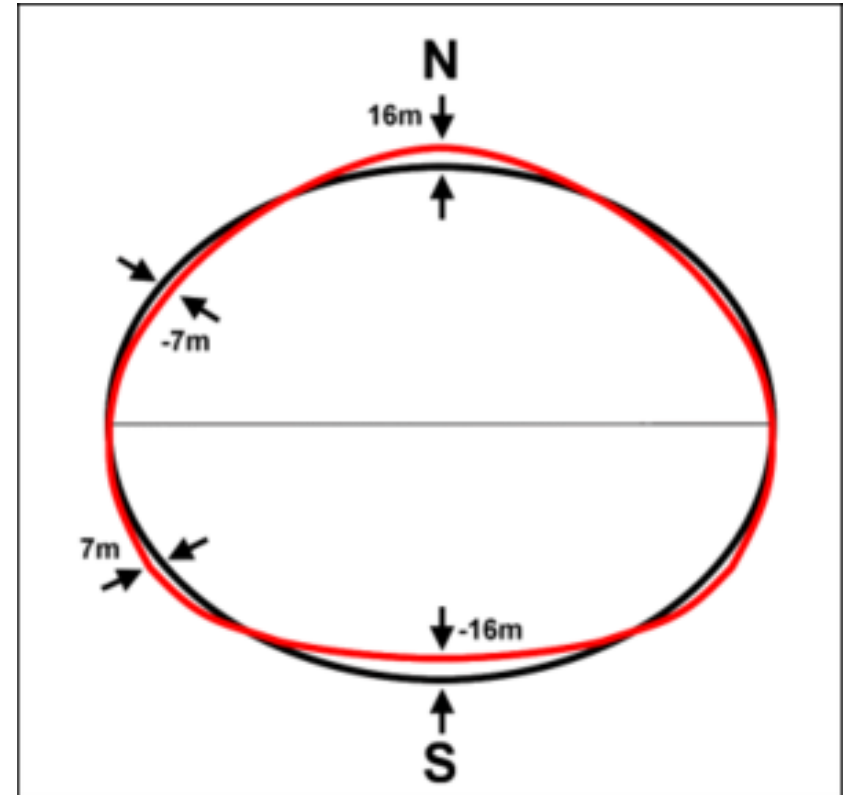
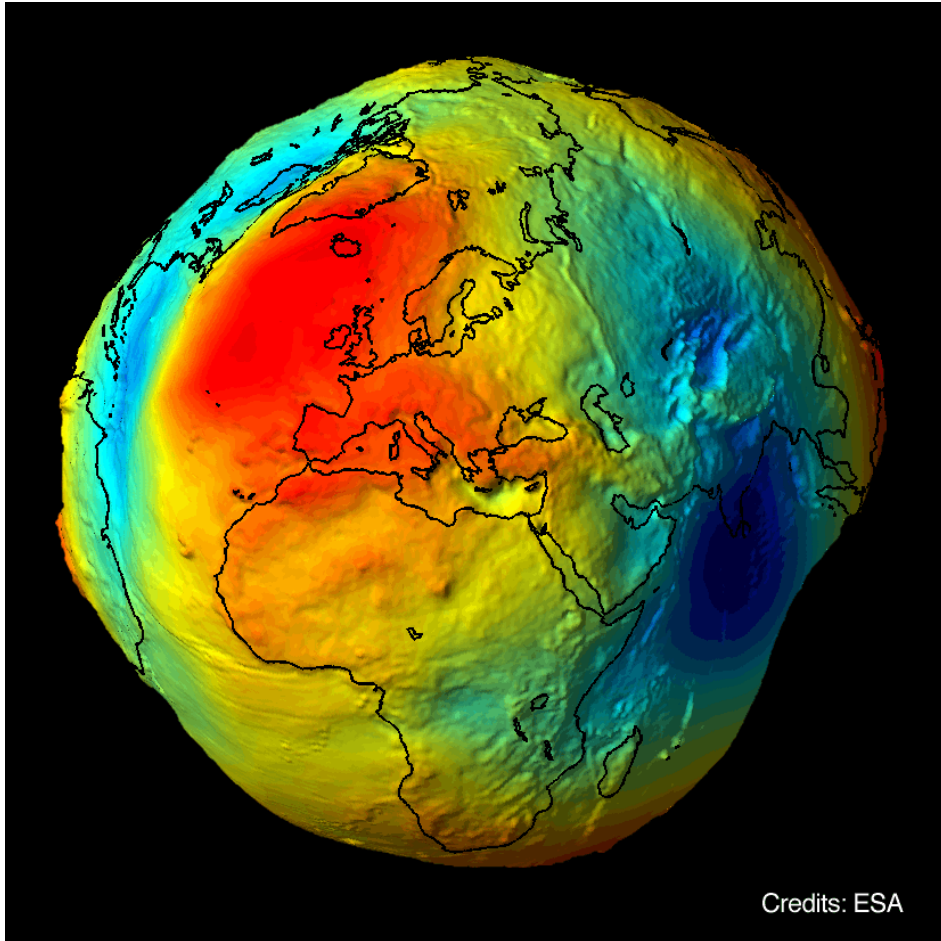


Raio do Equador =
Raio do Pólo + 21 km
= 6378 km

Formas da Terra

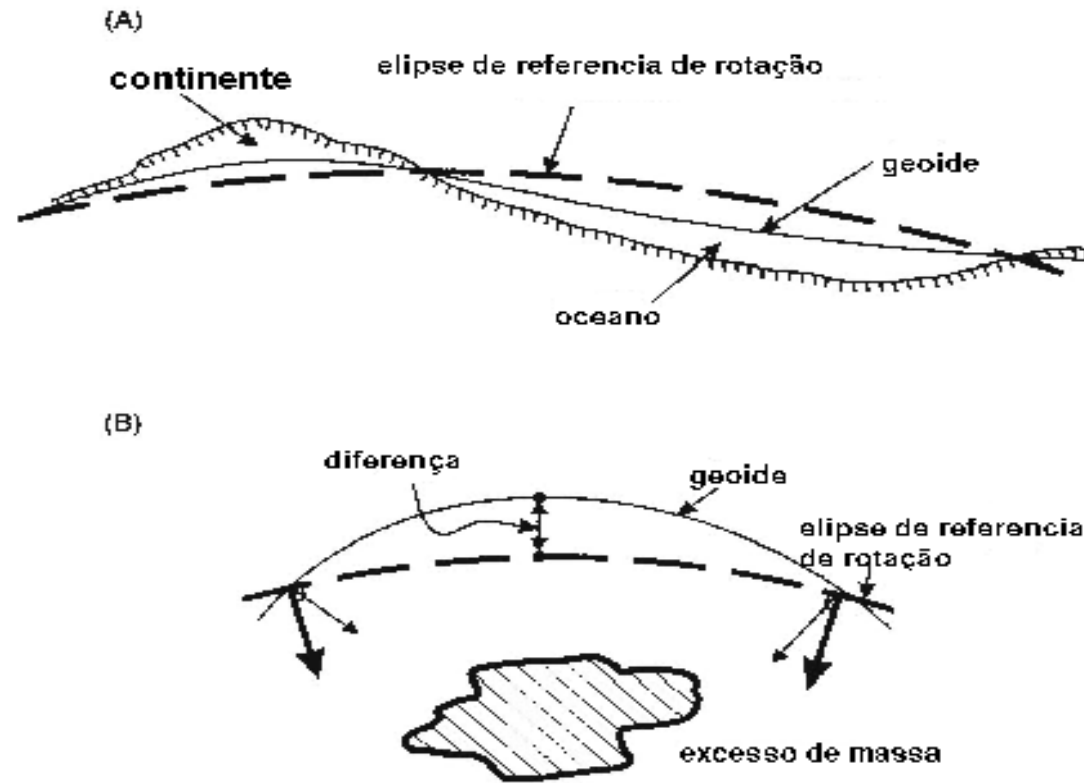
- O Formato da Terra é descrito matematicamente como uma "Elipse de Rotação".
- A topografia da superfície da Terra é também um importante efeito na medição da gravidade.
- A superfície do mar, se não afetada pelas marés ou ventos é chamada **GEOIDE**.
- O **geoide** é um modelo físico da forma da Terra. De acordo com Carl Friedrich Gauss, é a "figura física da Terra", sendo, de facto do seu campo de gravidade.
 - É a superfície equipotencial (superfície de potencial gravitacional constante) e que, em média, coincide com o valor médio do nível médio das águas do mar.

Formas da Terra



Ondulação média do
geoide relativamente ao
elipsoide de referência

Formas da Terra



Representação do Geóide

Formas da Terra

A **GEOIDE** representa uma superfície na qual o Campo Gravitacional tem o mesmo valor, e assim é chamada uma Superfície Equipotencial. (Se o valor da gravidade variasse, existiria uma Força Gravitacional que forçaria a água a fluir de um lugar ao outro). A Força da Atração Gravitacional é um vetor, e é em todos os lugares perpendicular ao GEOIDE.

Levantamentos Gravimétricos

Há basicamente dois tipos de medidas da gravidade:

- **Gravidade Absoluta** → Medida sob condições de laboratório utilizando experimentos cuidadosos empregando dois métodos possíveis,
 - Corpo em queda
 - Pendulo
 - Utilizado para fornecer valores absolutos de g como padrões nacionais.

Levantamentos Gravimétricos

- **Gravidade Relativa** → Na maioria das aplicações, somente a variação da gravidade relativa a uma estação principal é necessária. As Leituras das Medições são gravadas em estações secundárias para que as diferenças relativas sejam bem conhecidas
- O espaçamento das estações varia:
 - 2 a 3 km entre estações para pesquisas regionais;
 - 8 a 10 km² para pesquisa de hidrocarbonetos;
 - 5 a 50 m para trabalhos de precisão, como arqueologia; e
 - 0,5 m para trabalhos de microgravidade.

Instrumentos

Medidor de Gravidade baseado em pendulo.

- A Gravidade foi medida com um pendulo em 1749 por Pierre Bouguer. O método foi comumente usado até a década de 30, na pesquisa dos hidrocarbonetos.
- A gravidade é inversamente proporcional ao quadrado do período de oscilação T , de um pendulo oscilante.

$$g = \frac{4\pi^2 L}{T^2}$$

na qual L é o comprimento do pendulo. Se o pendulo oscilar em idênticas condições em dois locais, diferença relativa de g pode ser obtida via

$$\frac{g_1}{g_2} = \frac{T_2^2}{T_1^2}$$

Instrumentos

Medidor de Gravidade baseado em mola.

- Os gravímetros são essencialmente uma massa suspensa por um sistema sofisticado de mola, e têm sido usados para medir a gravidade relativa desde a década de 30. Conforme o peso da massa ($\text{massa} \times \text{gravidade}$) aumenta, ocorre a extensão da mola.

Instrumentos

- Se baseia na extensão de uma mola, cuja relação com a força aplicada é dada pela Lei de Hooke, dada por

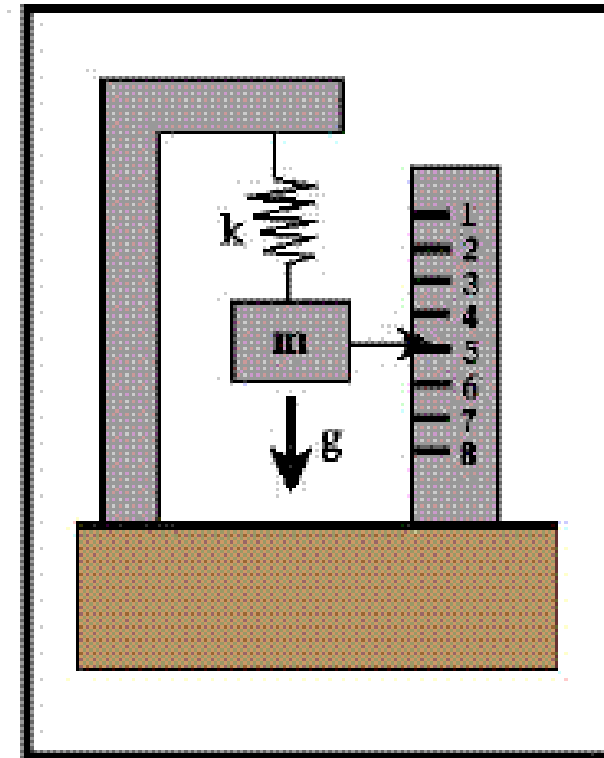
$$F = k(x - x_0)$$

- Ao colocar-se a mola na vertical com uma massa em sua ponta, tem-se

$$F = m \cdot g$$

- No equilíbrio, tem-se

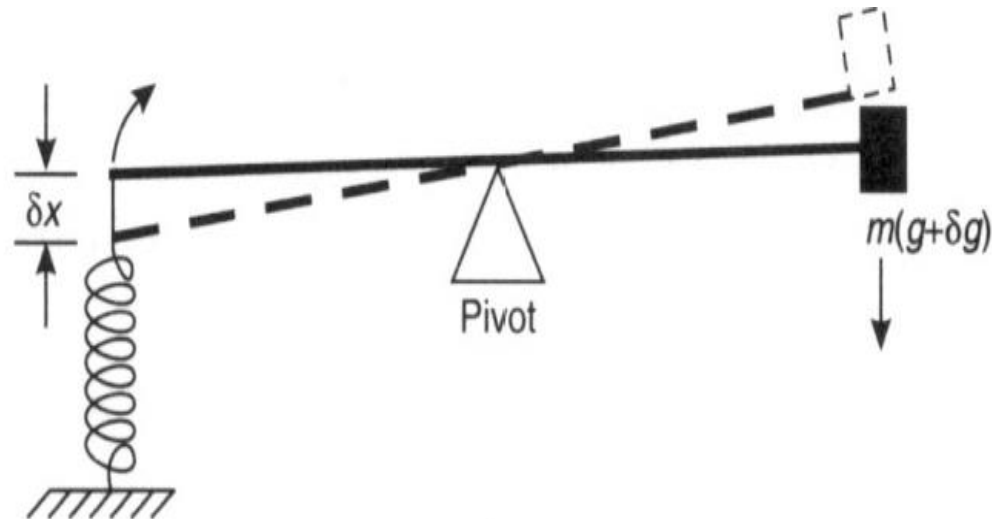
$$\delta x = (x - x_0) = \frac{m \cdot g}{k}$$



Instrumentos

Gravímetros estáveis.

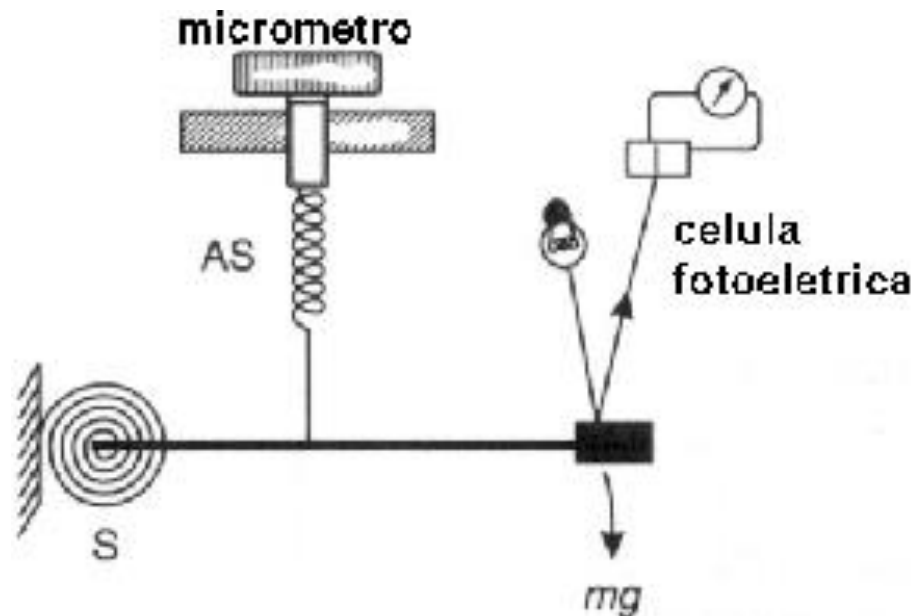
- Gravímetros estáveis consistem de uma massa fixa no fim de uma haste, com pivots em um fulcro, e balanceado por uma mola tensionada. A mudança na gravidade afeta o peso da massa o qual é balanceado pela força restauradora da mola.



Instrumentos

Gravímetros askania.

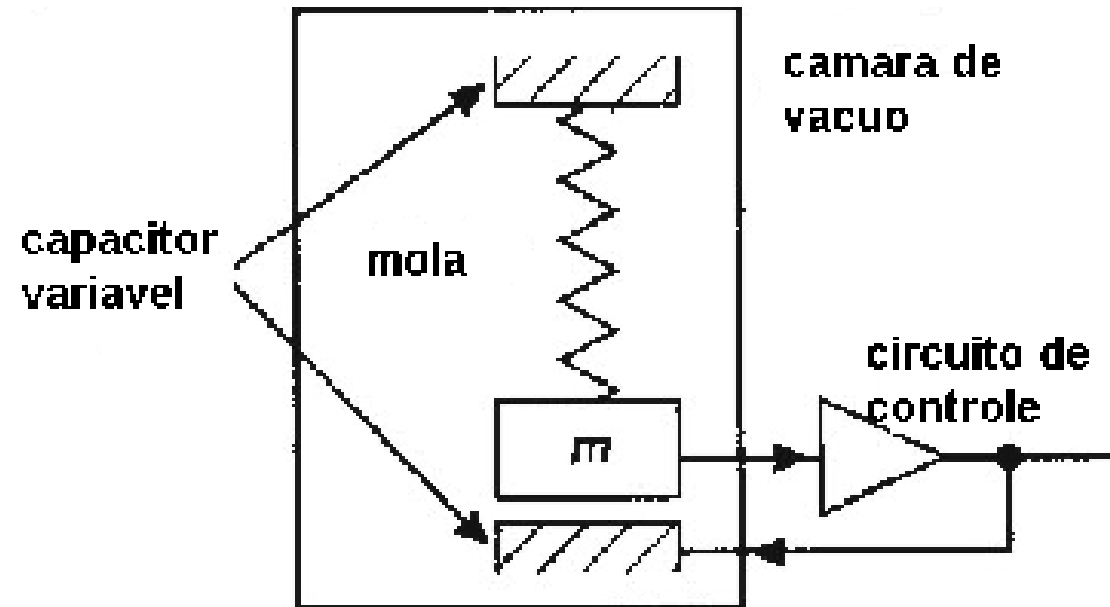
- A haste é equilibrada na mola principal. Um feixe de luz é refletido a uma célula fotovoltaica. A Deflexão da massa altera a direção do feixe luminoso e altera a voltagem no circuito.



Instrumentos

Gravímetros estáveis utilizando amplificação elétrica.

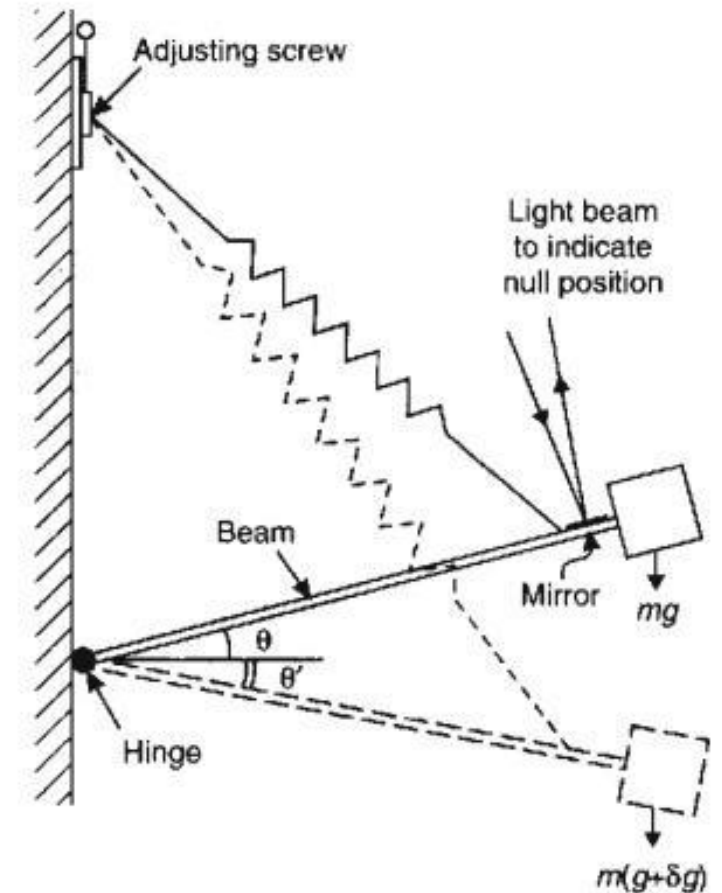
- Alguns gravímetros, incluindo o usual **SCINTREX CG-3**, usa a pequena extensão de massa para alterar a capacitância em um circuito elétrico.



Instrumentos

Gravímetros instáveis (LaCoste-Romberg).

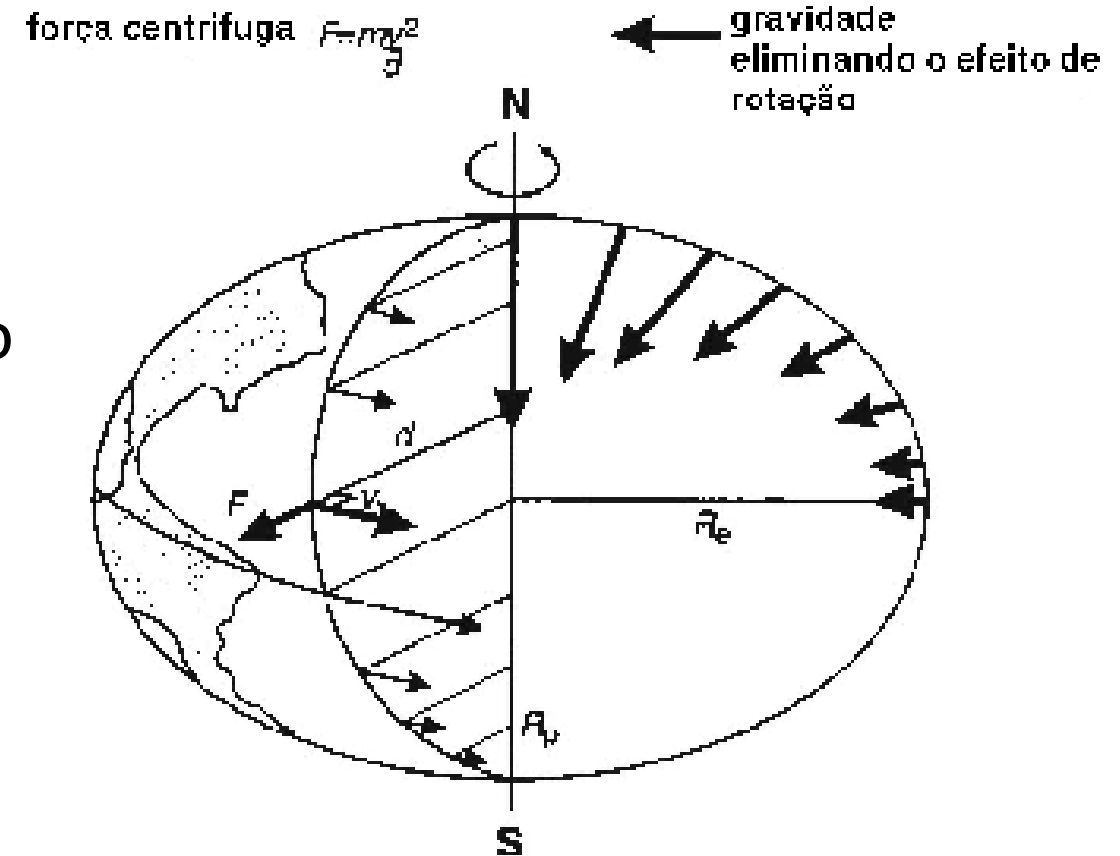
- Em um sistema estável a massa retornará a posição de equilíbrio após pequenas perturbações.
- Nos sistema instáveis a massa continua a se mover.



Correções

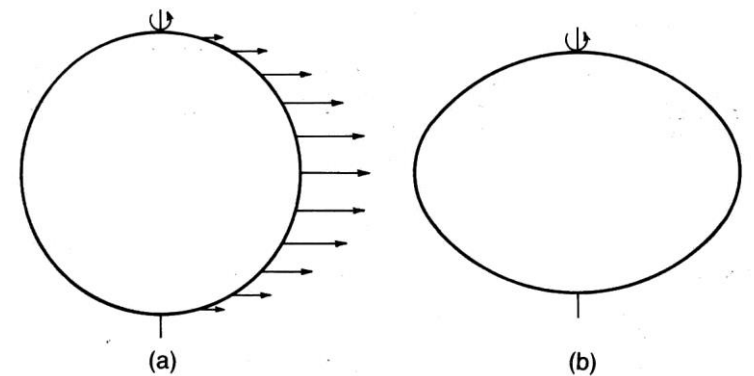
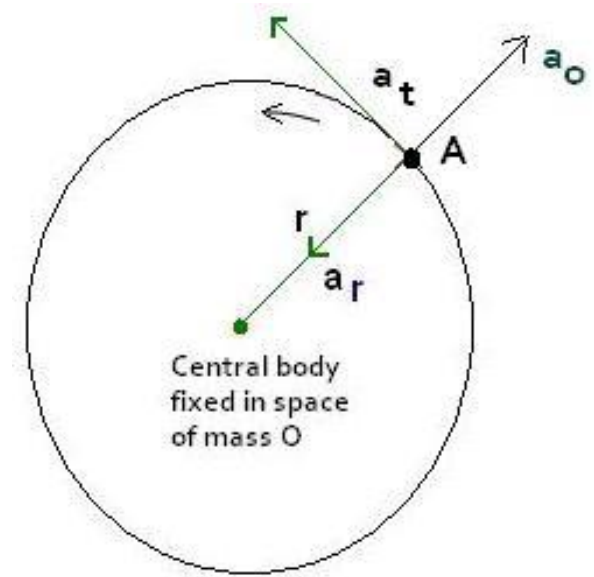
A aceleração devido à gravidade varia com a latitude devido a dois efeitos: rotação e forma da Terra.

- Sobre a rotação da Terra: a aceleração centrífuga faz diminuir o valor de g) Este efeito é maior no equador onde a velocidade rotacional é maior, **1674 km/h**. Nos pólos este efeito é zero.



Correções

- Para uma elipse uniforme de rotação, a medida da gravidade é a resultante do vetor atração gravitacional e do vetor aceleração centrífuga.
- A gravidade varia em função da latitude porque a figura da Terra não é perfeitamente esférica. Devido a este fato, a força centrífuga a que está sujeito um corpo à sua superfície decresce desde um valor máximo no equador até zero nos polos.



Correções

- A verdadeira figura da Terra é um esferóide oblato, cujos raios equatoriais e polares diferem de cerca de 21 km.
- O efeito da não esfericidade é parcialmente compensado pelo fato de haver mais massa sob a cintura equatorial que nos pólos.
- O efeito resultante destes fatores é que o valor da gravidade nos pólos excede o do equador em cerca de 5186 mGal.

Correções

- A fórmula de Clairaut, que relaciona a gravidade com a latitude no esferóide de referência, é dada por

$$g_{\phi} = g_0(1 + k_1 \sin^2 \phi - k_2 \sin^2 2\phi)$$

na qual $g_0 = 978031,80 \text{ mGal}$, $k_1 = 0,0053024$ e $k_2 = 0,0000059$.

- O valor de g_{ϕ} nos dá uma previsão da gravidade, ao nível do mar, e deve ser subtraída ao valor observado para se obter a correção da latitude.

Correções de Terreno

As correções para compensar o fato das estações de observação poderem estar a altitudes diferentes são feitas em três partes.

- A primeira, designada por correção de ar livre, corrige o decréscimo de g em função da altitude (ou seja, admitindo que não existe qualquer massa entre o ponto de observação e o nível de referência), resultante do aumento da distância ao centro da terra.
 - Para reduzir uma observação a um certo *dado*, efetuada a uma altitude h em relação a esse *dado* basta aplicar a seguinte relação:

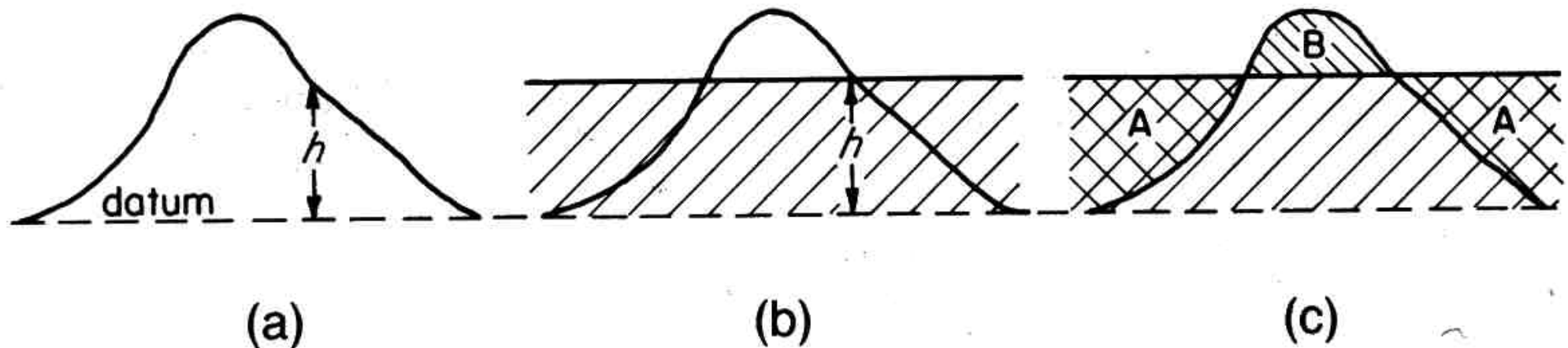
$$CAL = 0,3086 \cdot h \text{ mGal (h em metros)}$$

- A correção de ar livre é positiva para um ponto de observação situado acima do nível de referência, corrigindo assim o decréscimo de g com a altitude.

Correções de Terreno

- De modo a obter um valor da gravidade reduzido com uma precisão de $\pm 0,1$ mGal, a leitura do gravímetro deve ser feita com uma precisão de 1 mGal, a latitude da estação deve ser conhecida a ± 10 m e a elevação a ± 10 mm.
- A correção de ar livre só leva em consideração o efeito da variação da distância do ponto de observação em relação ao centro da terra, não considerando contudo o efeito gravitacional das rochas presentes entre o ponto de observação e o nível de referência.

Correções de Terreno



(a) Correção de ar livre de uma observação situada a uma altura h acima do ponto de referência. (b) Correção de Bouguer. (c) Correção de Terreno

Correções de Terreno

- A correção de Bouguer, a segunda das correções referidas, remove o efeito das rochas presentes entre dois pontos. Usa a aproximação de que a camada de rochas abaixo do ponto de observação é uma placa horizontal finita com uma espessura igual a h . Se d representar a densidade dessa rocha então a correção de Bouguer é dada por

$$C_{AB} = 2 \cdot \pi \cdot G \cdot d \cdot h = 0,04191 \cdot d \cdot h \text{ mGal}$$

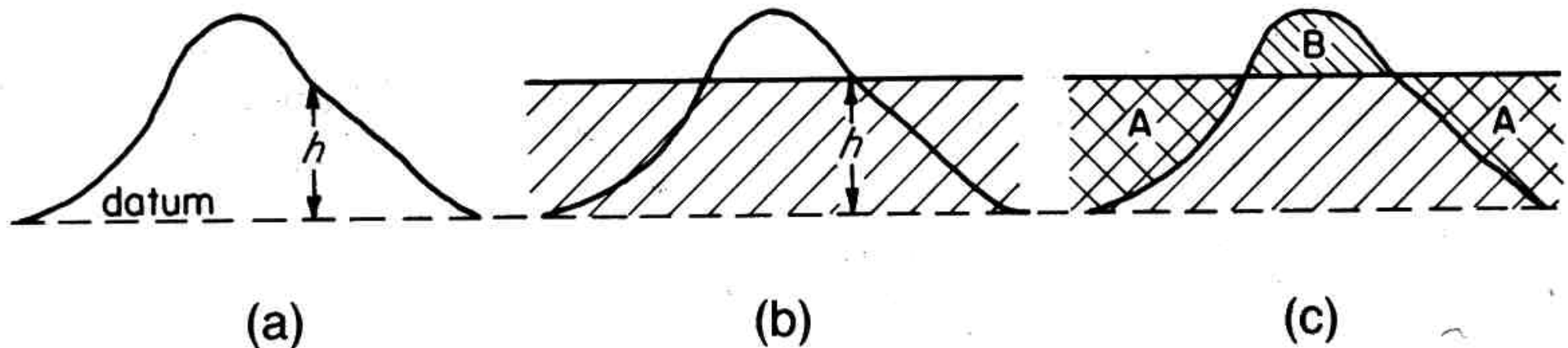
Correções de Terreno

- Em terra a correção de Bouguer deve ser subtraída para compensar a atração exercida pelo material entre o ponto de observação e o nível de referência.
- No mar, deve ser adicionada, sendo o seu valor obtido da aplicação da relação

$$CAB = 2 \cdot \pi \cdot G(\rho_r - \rho_a) \cdot z$$

na qual z representa a profundidade e ρ_r e ρ_a as densidades da rocha e da água respectivamente. representa a profundidade e ρ_r e ρ_a as densidades da rocha e da água respectivamente.

Correções de Terreno



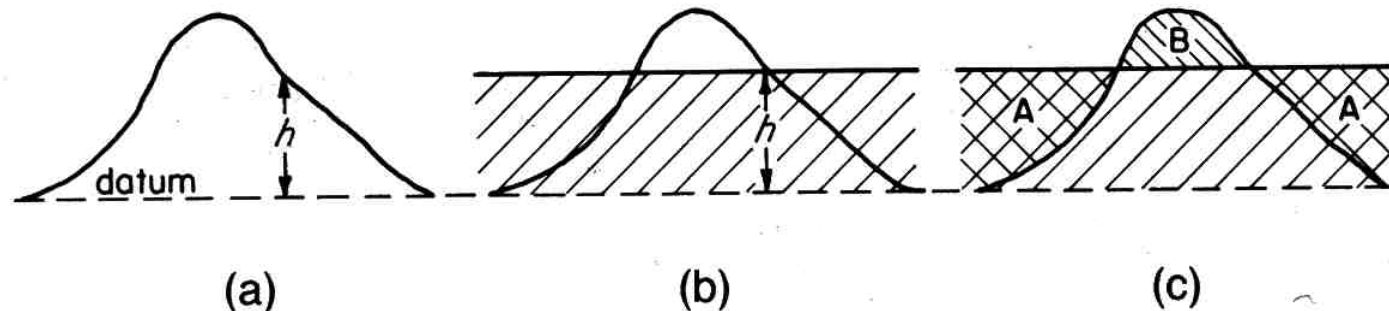
(a) Correção de ar livre de uma observação situada a uma altura h acima do ponto de referência. (b) Correção de Bouguer. (c) Correção de Terreno

Correções de Terreno

- As anomalias de ar livre e de Bouguer são normalmente efetuada em simultâneo, sendo designadas por correções de elevação.
- A correção de Bouguer parte do princípio de que a topografia em redor do ponto de observação é plana. Isto, no entanto, raramente é verdade e por isso é preciso proceder a um outro tipo de correção - a correção do terreno.

Correções de Terreno

- Esta correção é sempre positiva porque a parte *A* da figura foi levada em consideração quando na verdade não existe, e é por isso preciso necessário repô-la. Quanto à parte *B*, ela foi excluída da correção, mas exerce uma atração para cima (no ponto de observação) e provoca por isso uma diminuição da gravidade.



(a) Correção de ar livre de uma observação situada a uma altura h acima do ponto de referência. (b) Correção de Bouguer. (c) Correção de Terreno

Correções de Terreno

- Atualmente as correções de terreno fazem-se recorrendo ao uso dos chamados modelos digitais de terreno (vulgarmente designados por intermédios de siglas como: DTM e MNT).
- A partir destas representações da superfície do solo, podemos calcular o efeito de atração provocado pela camada de terreno através da aplicação de um dos vários algoritmos matemáticos que existem na literatura.

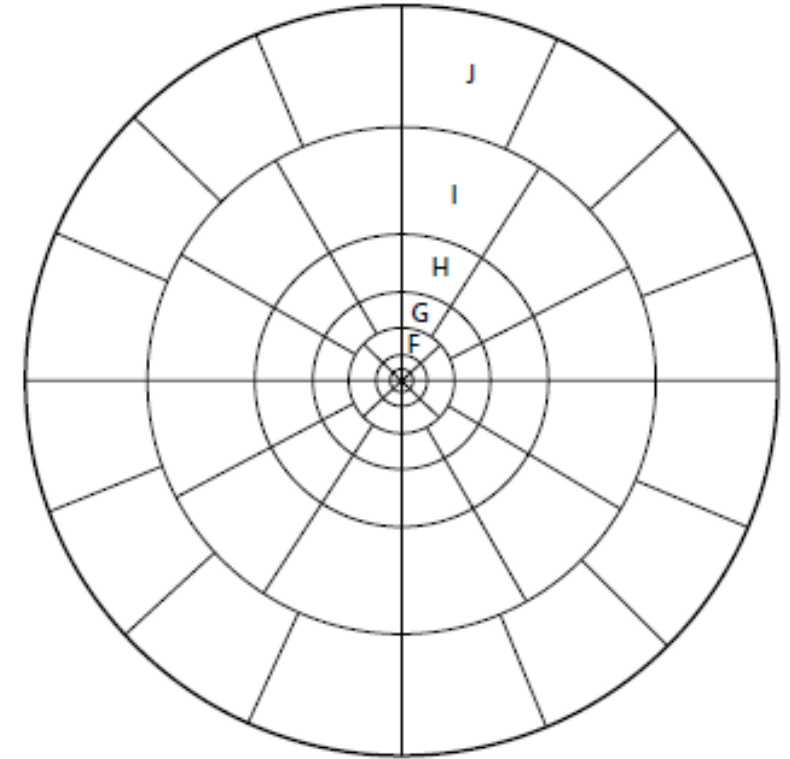


Fig. 6.13 A typical graticule used in the calculation of terrain corrections. A series of such graticules with zones varying in radius from 2 m to 21.9 km is used with topographic maps of varying scale.

Correções de maré

- As marés terrestres, tal como as suas congêneres marinhas, fazem com que a elevação do ponto de observação varie.
- Enquanto que no caso marinho a amplitude da variação pode ir desde menos de 1 m até quase à dezena de metros, no caso continental as variações adejem no máximo alguns cm.
- As variações da gravidade devidas à maré terrestre têm um máximo de amplitude de aproximadamente 3 gu e um período próximo de 12h.
- Os efeitos de maré podem ser calculados e existem também sob a forma de tabelas publicadas na imprensa geofísica.

Correções de Eötvös

- Esta correção deve ser aplicada quando o gravímetro se encontra baseado numa plataforma em movimento (barco ou avião) e depende da direção do movimento.
- Dependendo da direção desse movimento, a aceleração centrífuga adiciona-se ou subtrai-se à da gravidade.
- A correção a fazer é

$$CET = 75,03v + \sin \alpha \cdot \cos \phi + 0,04154v^2$$

na qual v é a velocidade em nós (1 nó = 1,6 km/h), α é o azimute da direção de medida e ϕ a latitude. Esta correção deve ser aplicada quando o gravímetro se encontra baseado numa plataforma em movimento (barco ou avião) e depende da direção do movimento. Dependendo da direção desse movimento, a aceleração centrífuga adiciona-se ou subtrai-se à da gravidade. A correção a fazer é

Anomalias

- A anomalia da gravidade é a diferença entre o valor da gravidade observada (já depois de corrigida da deriva do instrumento) e o valor da gravidade teórica.
- A anomalia mais útil nos estudos de gravimétrica é a anomalia de Bouguer completa.

$$g_{CAB} = g_{obs} - g_{\phi} + CAL - CAB + g_{terreno} \pm CET$$

- A anomalia de Bouguer simples omite a correção de terreno e a anomalia de ar livre omite as correções de massa e de terreno

Anomalias

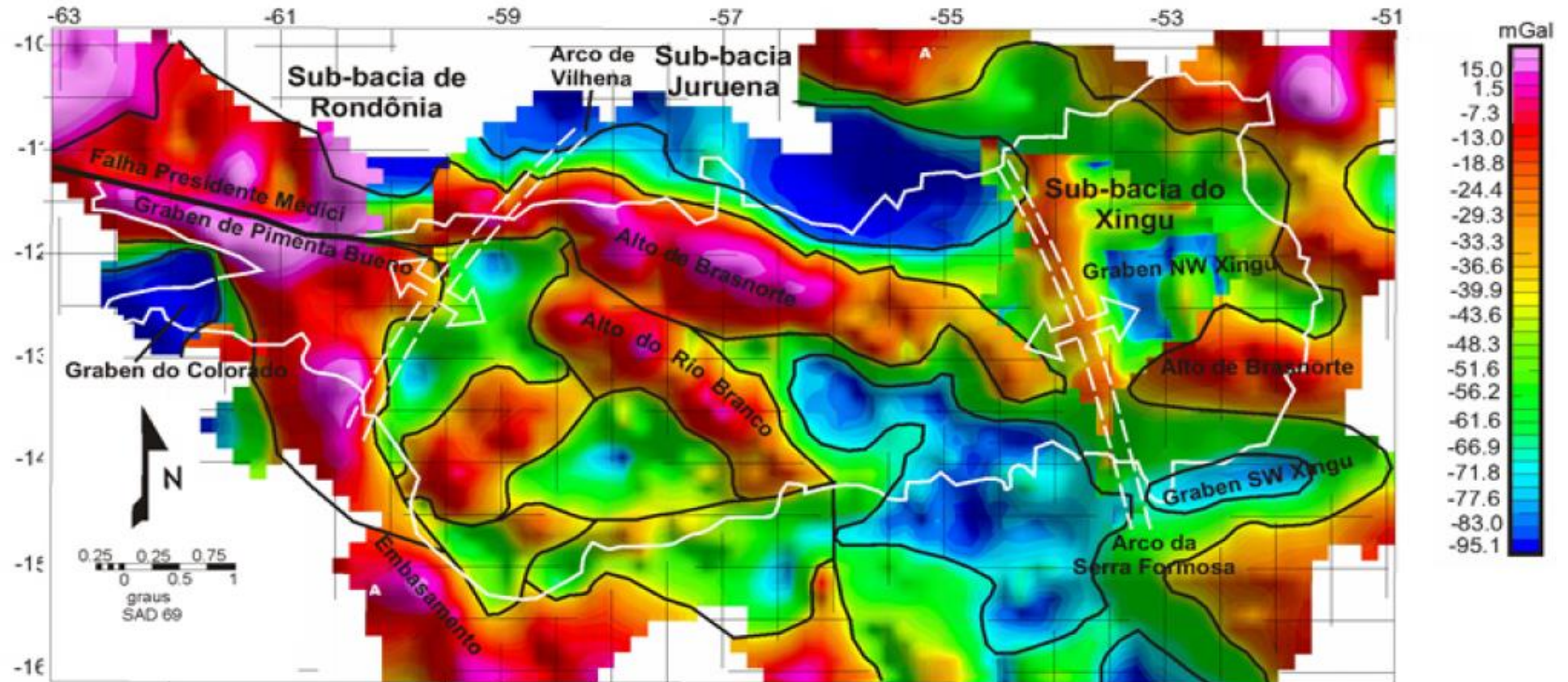
- A anomalia Bouguer forma a base da interpretação de dados gravimétricos terrestre.
- No caso marinho, em águas rasas, ou mesma na costa:
 - a anomalia Bouguer remove os efeitos gravitacionais associados a mudanças locais na profundidade da água.
 - Além, o cálculo da anomalia Bouguer em tais áreas permite comparação direta de anomalias gravimétricas on e offshore e permite combinar dados marinhos e terrestres em mapas de contorno gravimétricos. São usados, por exemplo, no traçado de feições geológicas ao longo da costa.
- No caso marinho de águas profundas, a anomalia de ar-livre é utilizada.
 - Fornece boa avaliação do grau de compensação isostática de uma área

Anomalias

- Anomalias gravimétricas são geralmente mostradas em perfis (2D) ou mapas de contorno (3D) (isogal).
- Interpretação de mapas pode ser facilitada utilizando técnicas de processamento de imagem digital similares ao usados para expor dados de sensoriamento remoto.
- Em particular, imagens coloridas podem revelar feições estruturais que podem não estar prontamente discerníveis em mapas não processados.

Anomalias

- Exemplo retirado de Bahia et al, 2007



Densidade do material geológico

- É preciso saber com precisão o valor da densidade das rochas típicas subterrâneas para poder se interpretar as informações dos resultados das medições da gravidade.
- A densidade é comumente medida em mg/m^3 (miligrama por metro cúbico)
- As Rochas Sedimentares exibem a maior faixa de variação de densidade. Tipicamente o contraste entre camadas adjacentes de rochas sedimentares é menor que $0,25 \text{ mg}/\text{m}^3$.
- As anomalias gravimétricas resultam dos contrastes de densidade existentes entre um corpo rochoso e as suas vizinhanças ($\delta d = d_2 - d_1$).

Densidade do material geológico

- O sinal de $\delta d = d_2 - d_1$ determina o sinal da anomalia.
- A maioria das rochas têm densidades entre os 1,6 e os 3,2 kg/m³.
- A densidade depende da composição e da porosidade. As variações de porosidade são a causa principal das diferenças de densidade das rochas sedimentares.
- Por isso, as sequências de rochas sedimentares apresentam normalmente um aumento da densidade em função da profundidade devido à compactação, e em função da idade devido à cimentação.
- As rochas ígneas e metamórficas têm uma porosidade muito reduzida e são as diferenças de composição que determinam as suas densidades.
- A importância de se conhecer, ou ter uma ideia aproximada, a densidade do terreno advém do fato de ela ser necessária para a correção de Bouguer e para a interpretação dos resultados.

Densidade do material geológico

Table 6.2 Approximate density ranges (Mg m^{-3}) of some common rock types and ores.

Alluvium (wet)	1.96–2.00
Clay	1.63–2.60
Shale	2.06–2.66
Sandstone	
Cretaceous	2.05–2.35
Triassic	2.25–2.30
Carboniferous	2.35–2.55
Limestone	2.60–2.80
Chalk	1.94–2.23
Dolomite	2.28–2.90
Halite	2.10–2.40
Granite	2.52–2.75
Granodiorite	2.67–2.79
Anorthosite	2.61–2.75
Basalt	2.70–3.20
Gabbro	2.85–3.12
Gneiss	2.61–2.99
Quartzite	2.60–2.70
Amphibolite	2.79–3.14
Chromite	4.30–4.60
Pyrrhotite	4.50–4.80
Magnetite	4.90–5.20
Pyrite	4.90–5.20
Cassiterite	6.80–7.10
Galena	7.40–7.60

NB. The lower end of the density range quoted in many texts is often unreasonably extended by measurements made on samples affected by physical or chemical weathering.

Densidade do material geológico

Determinação pelo método de Nettleton

- Redução da gravidade (anomalia Bouguer + correção de terreno) usando vários valores diferentes de densidade.
- O perfil que menos correlacionar com a topografia corresponde à densidade da feição em questão.
- Desvantagem: feições isoladas do relevo podem ser formados por material anômalo que não são representativos da área em geral.

Densidade do material geológico

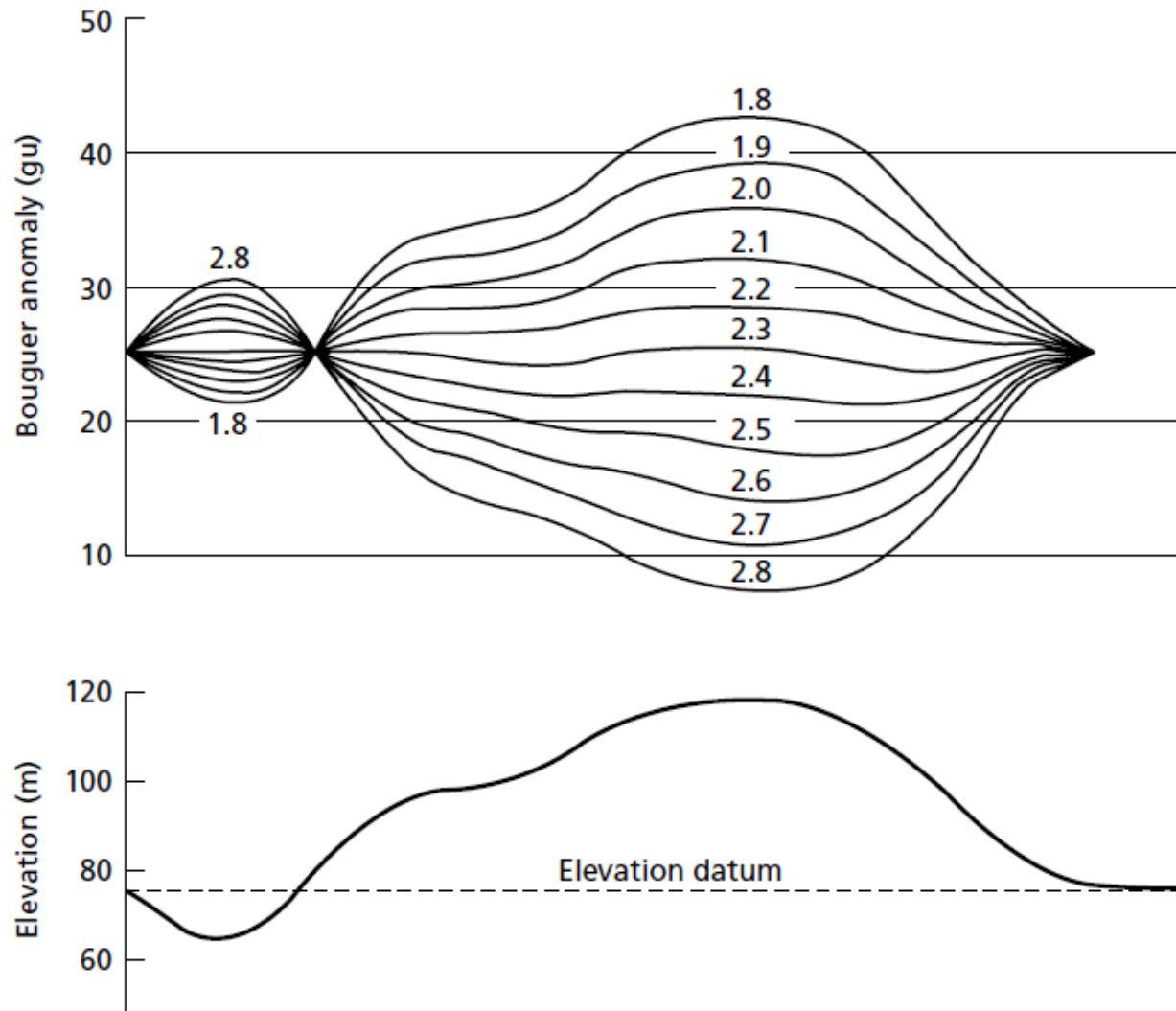


Fig. 6.15 Nettleton's method of density determination over an isolated topographic feature. Gravity reductions have been performed using densities ranging from 1.8 to 2.8 Mg m^{-3} for both Bouguer and terrain corrections. The profile corresponding to a value of 2.3 Mg m^{-3} shows least correlation with topography so this density is taken to represent the density of the feature. (After Dobrin & Savit 1988.)

Densidade do material geológico

- Informação de densidade também advém das velocidades das ondas P em um levantamento sísmico.
- Provê estimativas de densidade não mais precisas que $\pm 0.10 \text{ Mg m}^{-3}$
- Único método disponível para estimativa da densidades de rochas profundamente enterradas que não podem ser amostradas.

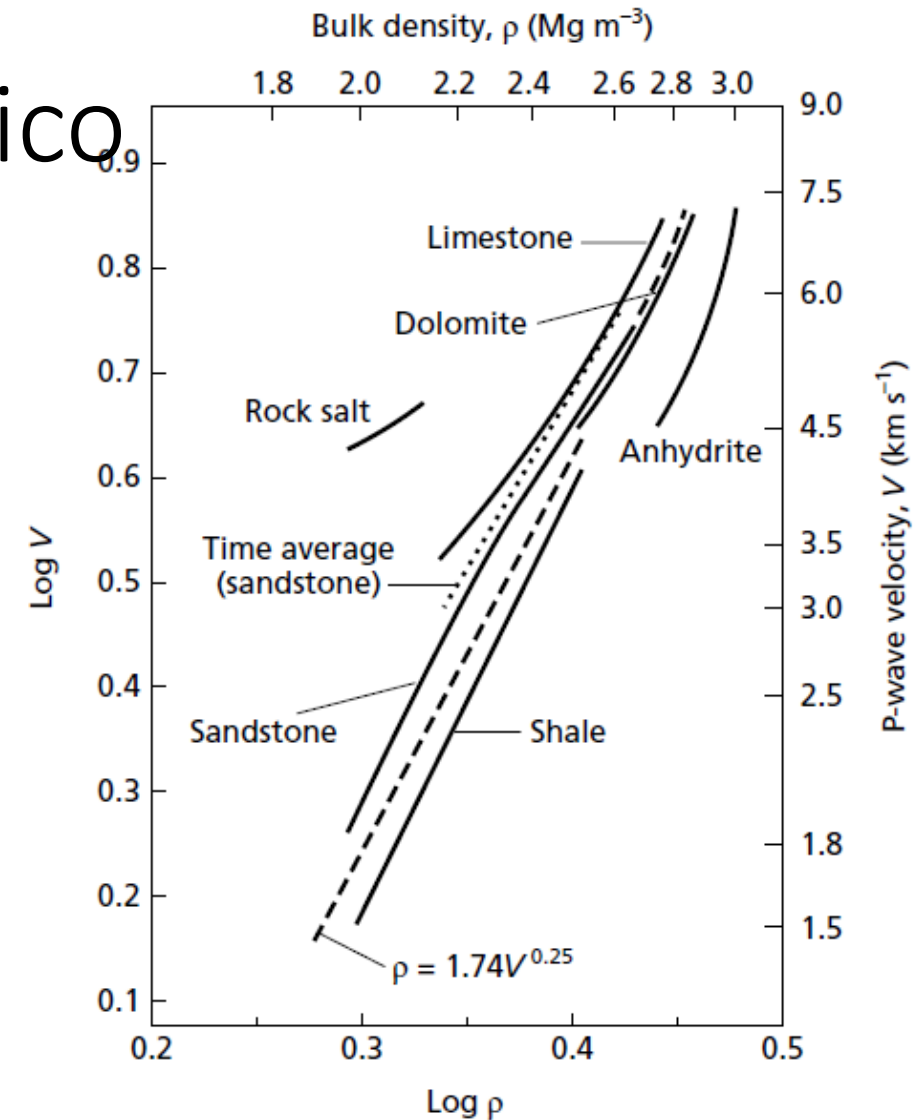


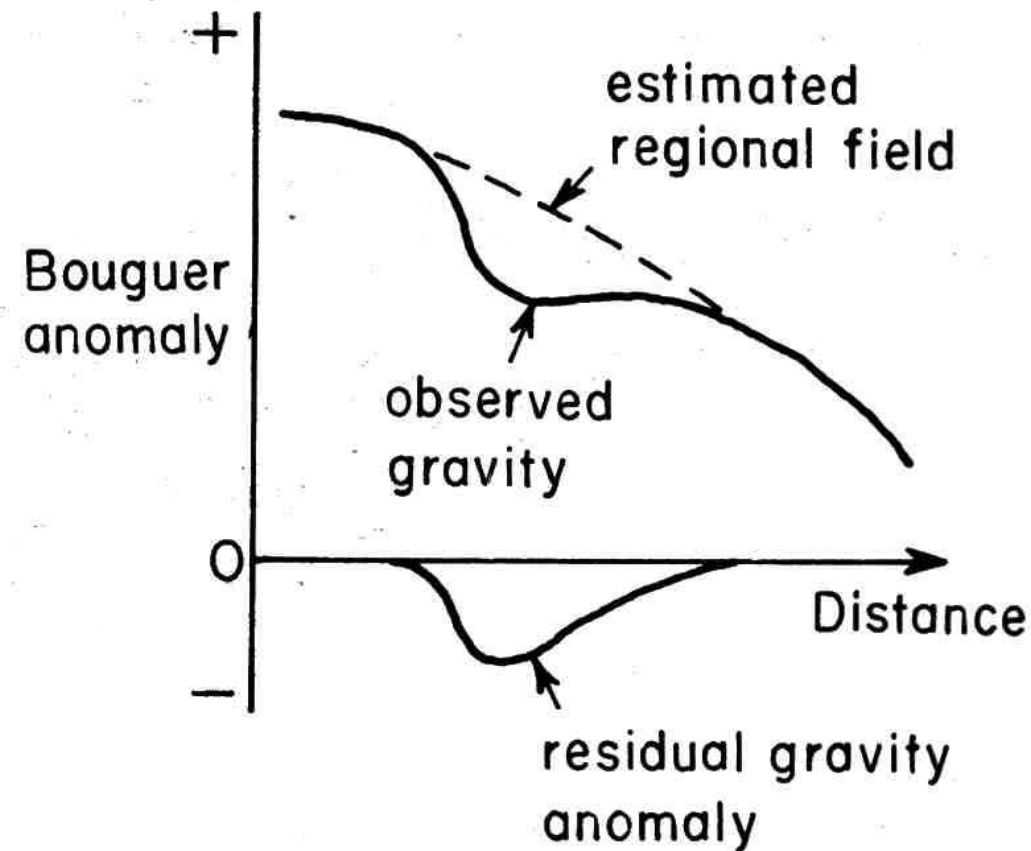
Fig. 6.16 Graphs of the logarithm of P-wave velocity against density for various rock types. Also shown is the best-fitting linear relationship between density and log velocity (after Gardner *et al.* 1974).

Campos regionais e anomalias residuais

- As anomalias de Bouguer são freqüentemente caracterizadas por terem anomalias de vários comprimentos de onda.
- Algumas poderão ser de caráter regional, às quais podem estar sobrepostas anomalias de menor comprimento de onda, consideradas anomalias locais.
- O que é regional e o que é local depende da escala do problema que se está a tratar. Normalmente, nos levantamentos gravimétricos, são as anomalias locais que são importantes e, por isso, o primeiro passo na interpretação dos resultados é a remoção do campo regional de modo a isolar as anomalias residuais.
- O modo como se procede à separação entre as anomalias regionais e locais é variável. Pode ser aproximações simples – como remover superfícies de formas simples (superfícies de um grau qualquer) – até às filtragens no domínio da freqüência.

Campos regionais e anomalias residuais

- Separação das anomalias regionais e locais a partir de uma anomalia de Bouguer.



Interpretação

- O nível de interpretação pode variar desde a simples identificação e localização de uma anomalia até à modelagem 2D e/ou 3D dessa anomalia levando, neste caso, a uma completa caracterização das fontes que causam essas anomalias.
- É de se referir que este último processo (o da modelação 2D ou 3D) se pode revelar trabalhoso devendo, por isso, ser aplicado apenas quando os benefícios decorrentes da sua aplicação assim o exijam.
- Recordemos ainda que a interpretação será sempre relativamente ambígua devido às dificuldades associadas com o problema inverso (várias configurações poderem dar o mesmo resultado).

Interpretação direta

- A profundidade limite é definida como a máxima profundidade a que o topo do corpo pode estar e ainda assim produzir a anomalia observada.
- As anomalias gravimétricas decaem com o inverso do quadrado da distância e, por isso, os corpos mais profundos produzem anomalias de menor amplitude e maior extensão que as dos corpos mais superficiais.
- Podemos usar este fato para calcular a profundidade limite de um dado corpo que provoca o sinal observado à superfície.

Interpretação direta – o método da meia-largura

- Em caso de anomalia tridimensional, admite-se que ela resulta do efeito de uma massa pontual.

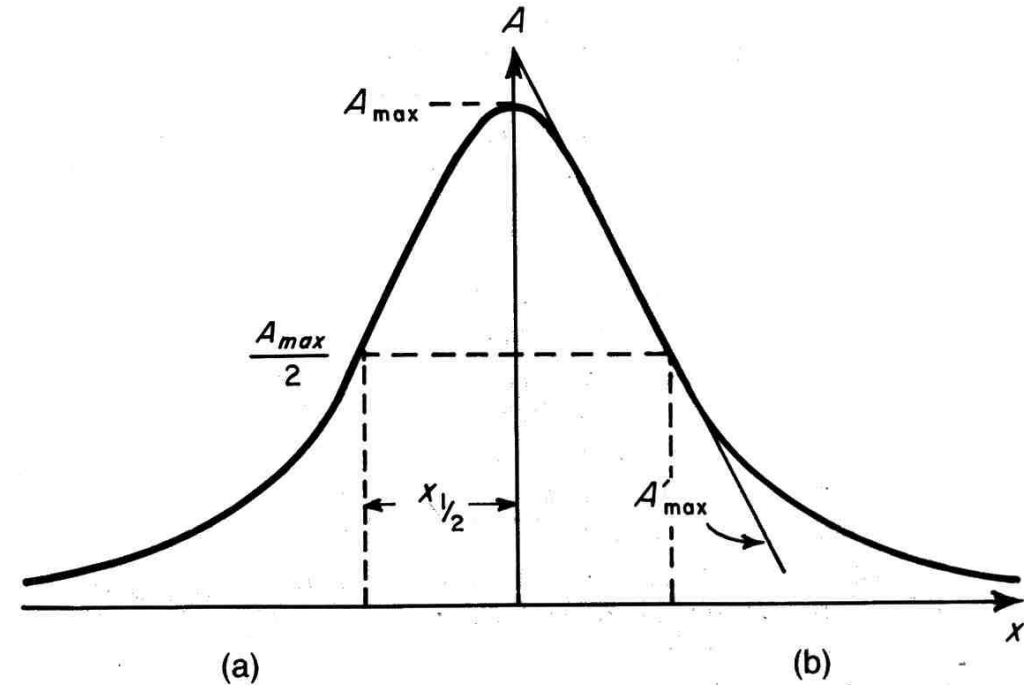
- A expressão utilizada é

$$z = 1,3x_{1/2}$$

na qual z é a profundidade da massa pontual.

- A fórmula acima é uma aproximação pois, uma vez que o corpo possui dimensões finitas,

$$z < 1,3x_{1/2}$$



Interpretação direta – o método da meia-largura

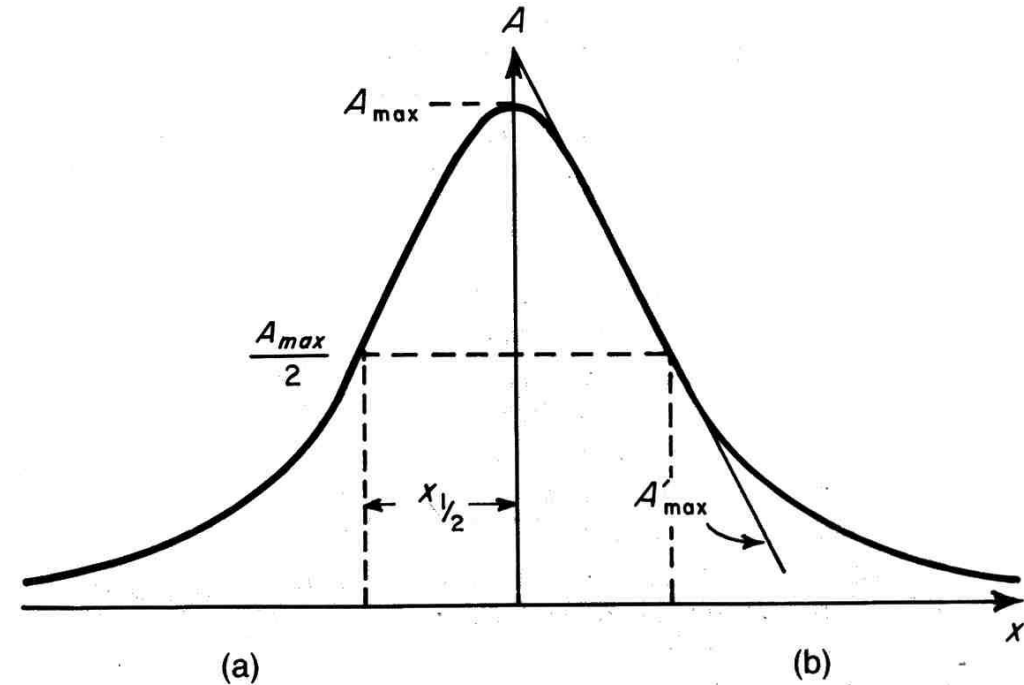
- Em caso de anomalia bidimensional (cilindro infinito), a expressão utilizada é

$$z = x_{1/2}$$

na qual z é a profundidade do centro de massa da fonte causadora.

- O limite é

$$z < x_{1/2}$$



Interpretação direta – o método da razão gradiente-amplitude

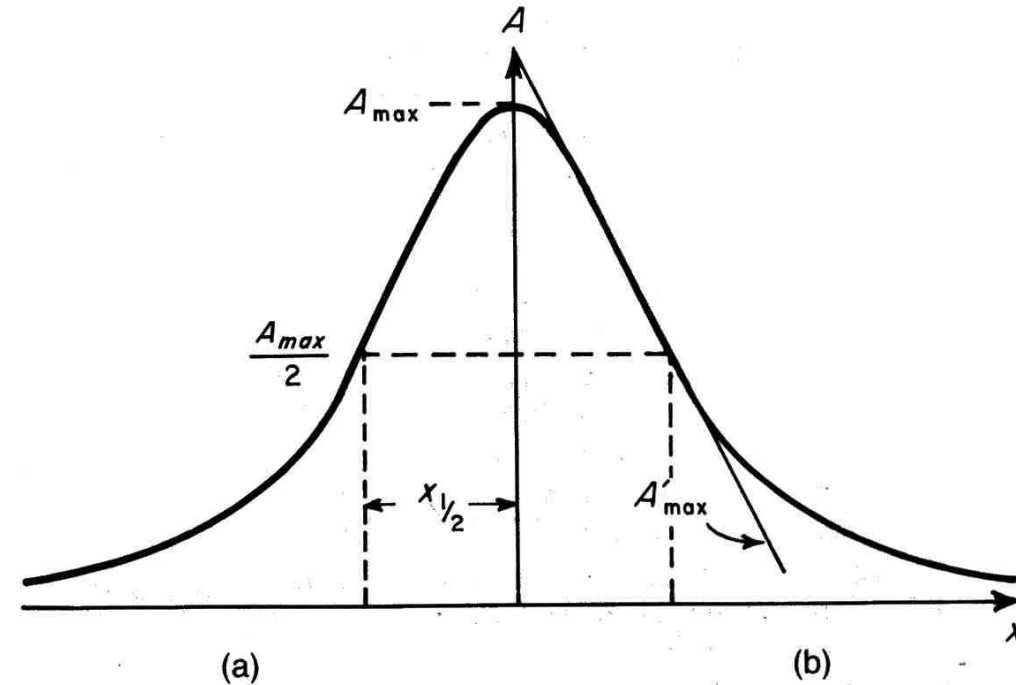
- Requer o cálculo da amplitude máxima da anomalia A_{max} e do gradiente gravitacional horizontal máximo A'_{max} .
- Assume-se anomalia 3D reduzida a um ponto e anomalia 2D reduzida a uma linha.

- Para o caso 3D

$$z < 0.86 \left| \frac{A_{max}}{A'_{max}} \right|$$

- Para o caso 2D

$$z < 0.65 \left| \frac{A_{max}}{A'_{max}} \right|$$



Interpretação direta – métodos de segunda derivada

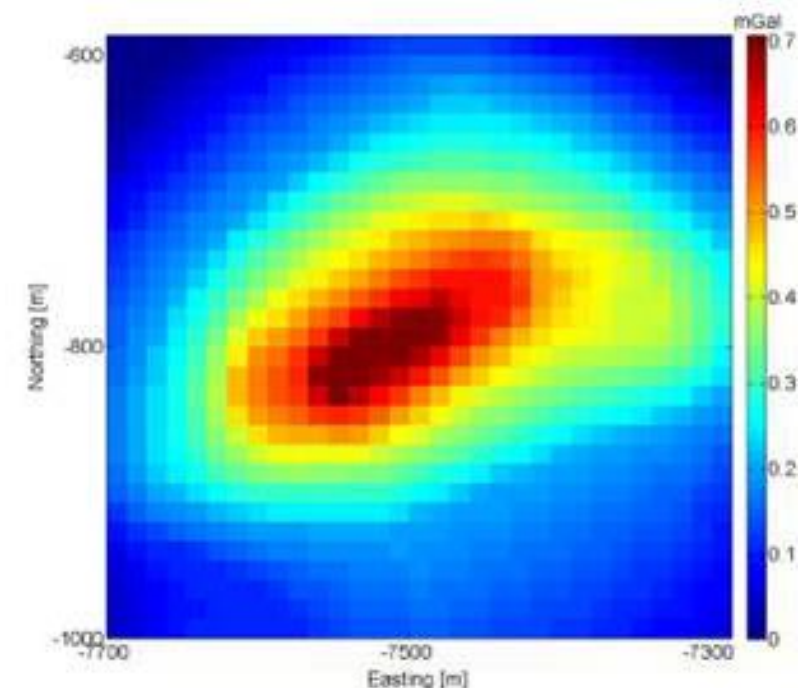
Excesso de massa

- Funciona bem para anomalias isoladas
 - Cálculo da massa do corpo de ouro
- Excesso de massa M_e dado por

$$M_e = \frac{1}{2\pi G} \sum_{i=1}^n \Delta g_i \Delta a_i$$

- Massa total do corpo dada por

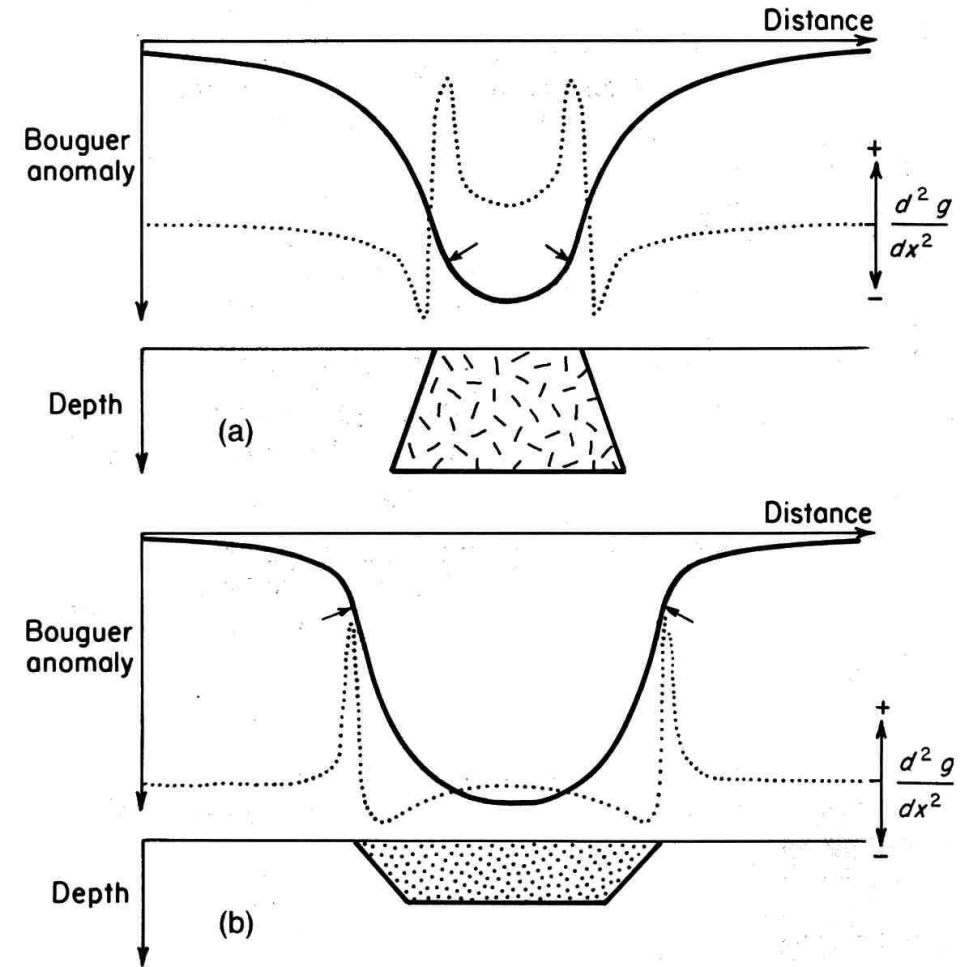
$$M = \frac{\rho_1 M_e}{(\rho_1 - \rho_2)}$$



Interpretação direta – métodos de segunda derivada

Ponto de Inflexão

- A localização do ponto de inflexão em perfis gravitacionais fornecem informações úteis acerca da natureza da extremidade do corpo anômalo.
- Sobre estruturas com 'contactos inclinados para fora', os pontos de inflexão (identificados pelas setas) situam-se na base da anomalia. Sobre estruturas com 'contatos inclinados para dentro' (caso de bacias sedimentares) os pontos de inflexão situam-se nos bordos da anomalia.

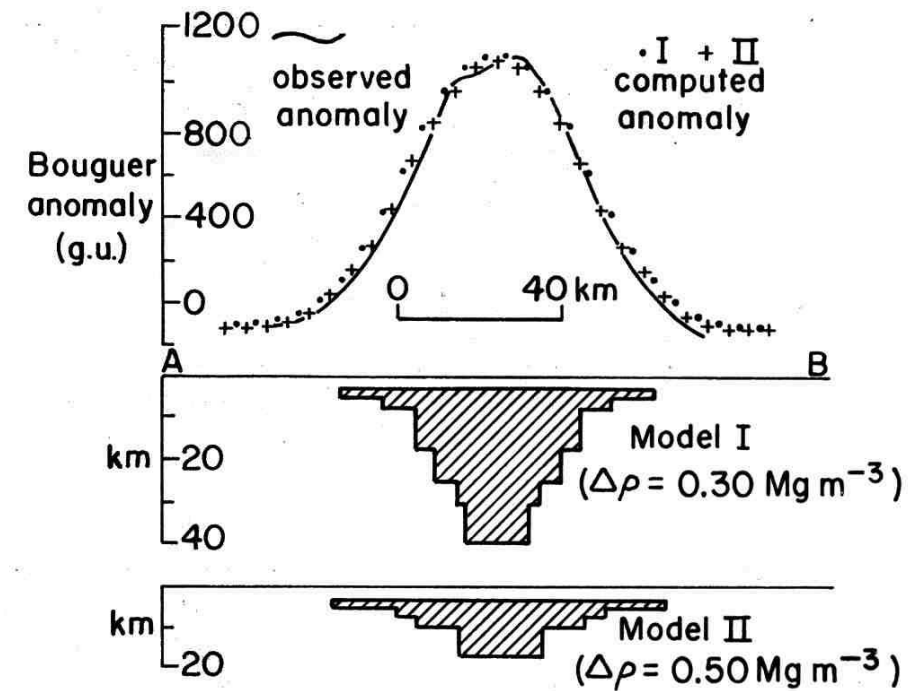
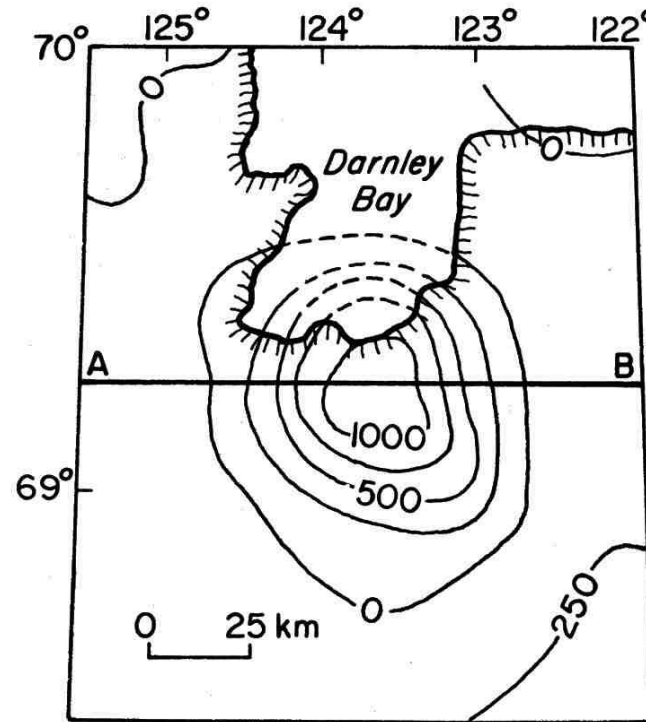


Interpretação indireta

- Neste caso a forma e densidade do corpo causal são simuladas por um modelo cuja anomalia é calculada.
- A forma do corpo e o contraste de densidade $\Delta\rho$ são alterados até que as anomalias observadas e calculadas coincidam o melhor possível.
- Devido à ambigüidade do problema inverso, o modelo obtido não é único.
- A ambigüidade só pode ser diminuída usando restrições (baseadas em informação de outra natureza) sobre a forma do corpo anômalo

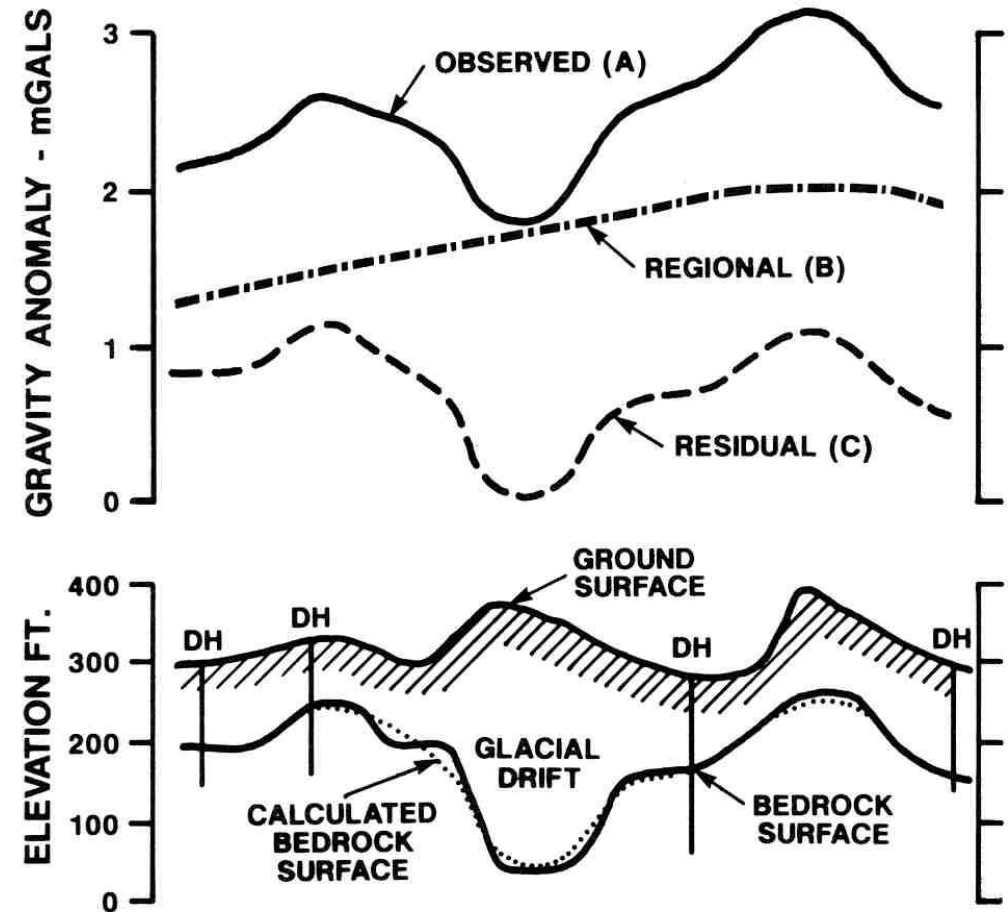
Interpretação indireta

- (a) Uma anomalia gravimétrica circular.
- (b) Duas interpretações possíveis em termos de um modelo calculado a partir de um conjunto de cilindros verticais invertidos e coaxiais



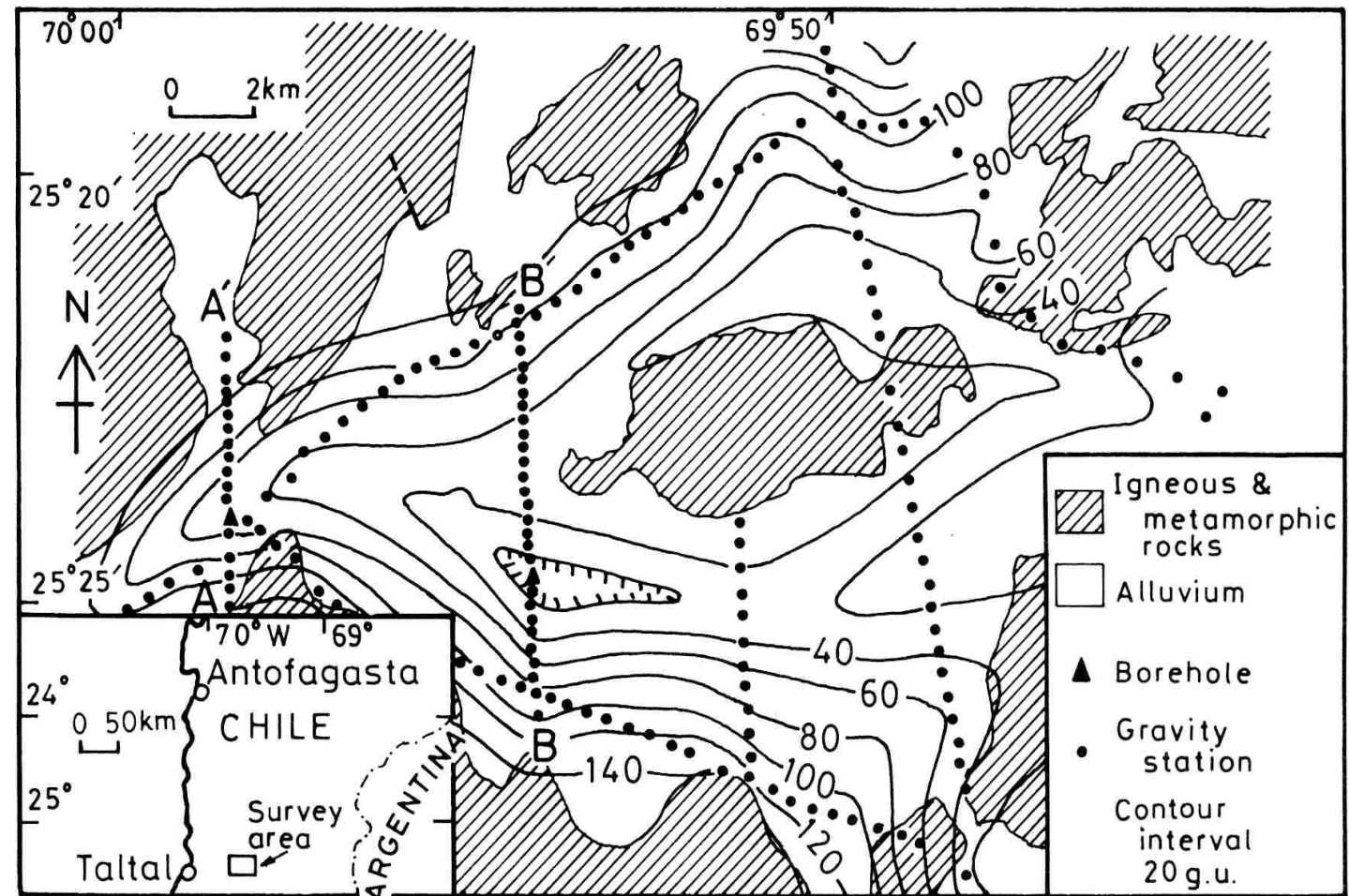
Interpretação indireta

- Os estudos de gravidade são usados extensivamente na investigação de estruturas geológica de larga e média escala.



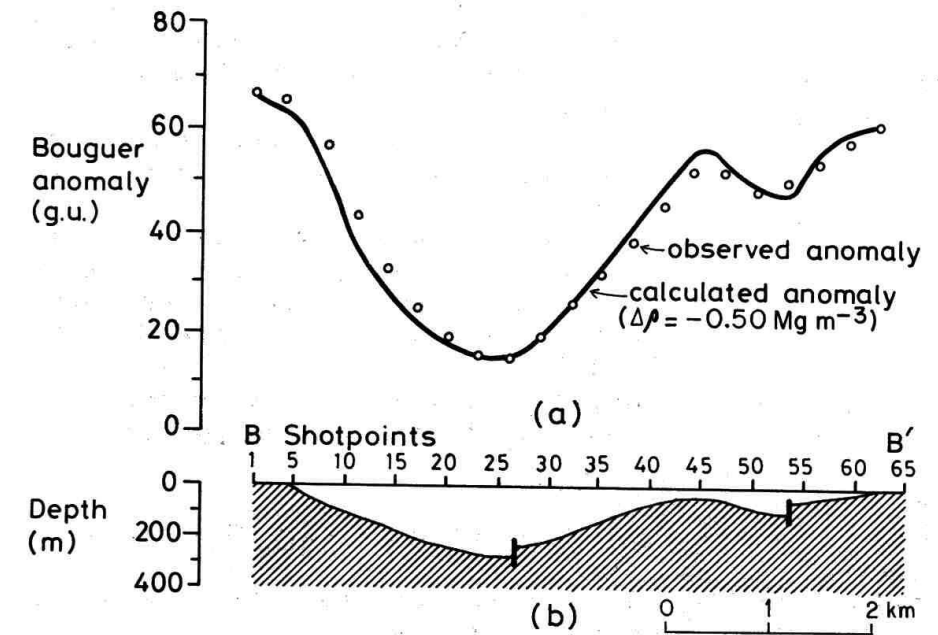
Interpretação indireta

- Na média escala, as anomalias gravimétricas podem revelar a forma de intrusões ígneas sub-superficiais e zonas de disrupção de unidades rochosas diferentes.
- Mapa geológico de uma área no Chile onde estão também representadas as posições das estações gravimétricas e as anomalias de Bouguer.



Interpretação indireta

- A gravimetria é um bom método para determinar topografia, sobretudo quando esta se encontrar coberta por uma camada sedimentar.
- Neste contexto os levantamentos gravimétricos são também usados na localização de bacias sedimentares com uma relação estreita a problemas de hidrologia e prospecção de petróleo (determinar a forma de potenciais das reservas).



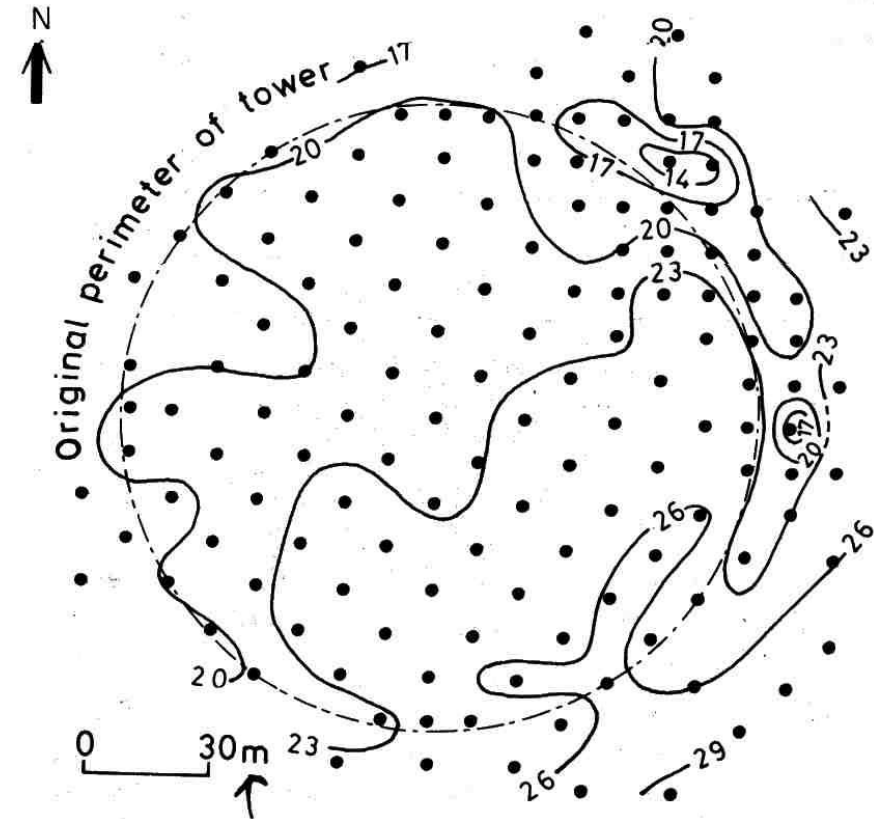
Perfil B-B' da figura anterior.
(a) Anomalias de Bouguer observada e calculada a partir de um modelo com um contraste de densidade de $-0,5 \text{ kg/m}^3$.
(b) Interpretação.

Interpretação indireta – mapeamento de cavidades

- As cavidades naturais (e artificiais) são alvos comuns da geofísica superficial.
- Se as cavidades estiverem vazias existe um forte contraste de densidade com a rocha circundante, do qual resulta uma anomalia gravimétrica detectável em um levantamento microgravimétrico.
- Em condições favoráveis as cavidades podem também ser detectada, mesmo quando cheias de água.

Interpretação indireta – mapeamento de cavidades

- Levantamento microgravimétrico de um sítio proposto para a instalação de uma torre de arrefecimento de uma central nuclear.
- As medições foram feitas numa grelha de 15 m cuja posição vertical foi determinada com uma precisão de ± 3 mm (e repetições na estação base de 40 min).
- A espessura do solo foi determinada de maneira a que o seu efeito pudesse ser retirado às observações (é o mesmo problema da determinação da topografia do soco).
- Os mínimos a NE foram confirmados (por intermédio de furos) como sendo cavidades que foram posteriormente cheias de cimento.



Anomalias de Bouguer da zona de construção da torre. O intervalo dos contornos é de 0,3 gu.

Interpretação indireta – mapeamento de cavidades

- Uma repetição do levantamento confirmou o desaparecimento das anomalias. Os levantamentos microgravimétrico são também usados na arqueologia para detectar construções enterradas, tumbas e outros artefatos.
- Nos problemas ambientais os levantamentos gravimétricos são pouco utilizados. As razões para isso são os altos custos associados a estes levantamentos e o fato de ser difícil por em evidência anomalias provocadas por lixo enterrado, por exemplo.
- A Interpretação de dados geofísicos não é única, porém como muitas interpretações, pode ser ambígua. Anomalias gravitacionais refletem a estrutura da densidade da massa da terra, e são tratadas como informações básicas no mapeamento de pesquisa e na investigação das estruturas subterrâneas.