



Setor de Ciências da Terra
Departamento de Geomática
Engenharia Cartografica



REDUÇÕES GRAVIMÉTRICAS

E

ANOMALIAS DA GRAVIDADE

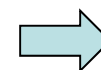
Professor: Dr. Sílvio Rogério Correia de Freitas

Mestrando: Henry Montecino Castro

Reduções gravimétricas

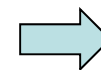
Componentes da gravidade observada e o nome das correções correspondentes que podem ser feitas:

Efeito da elevação sobre o nível do mar, incluindo a altura do nível do mar até o elipsóide.



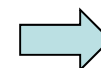
Correção de Ar Livre
(Free Air)

Efeito da atração das massas entre o ponto de observação e o nível do mar.



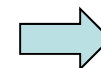
Correção de Bouguer
e correção do Terreno

Efeito das massas que suportam as cargas topográficas



Correção de Isostática

Mudanças na forma da Terra dependentes do tempo



Correção de Maré

Outras....



Correção Atmosférica, anomalias de densidade na crosta e manto, etc..

Aplicações das Reduções gravimétricas

GEODÉSIA



- Determinação do Geóide.
- Interpolação e extrapolação da gravidade.

GEOFÍSICA



- Estrutura e dinâmica interna da Terra.
- Tectônica de Placas
- Estudo entre a sísmica e anomalias da gravidade na crosta continental.

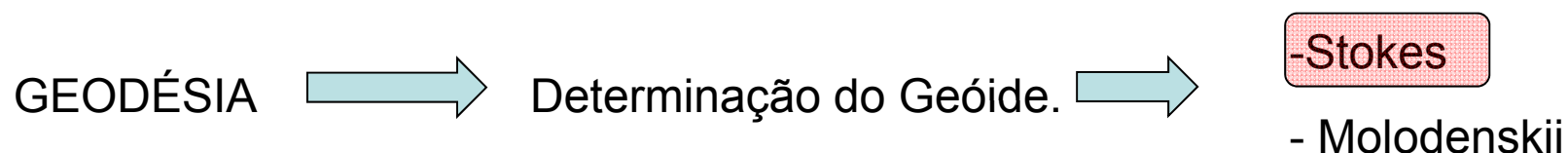
GEOLOGIA



- Investigação da crosta da Terra
- Estrutura da Litosfera

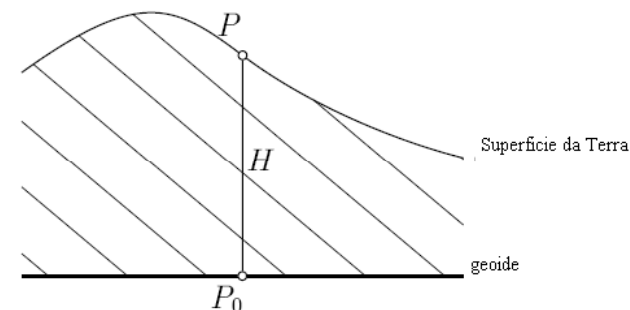
OUTRAS....

Reduções gravimétricas



Na abordagem clássica de Stokes, as anomalias da gravidade devem representar valores de contorno no geóide, isto implica duas condições: :

- As massas topográficas fora do geóide são completamente removidas ou condensadas abaixo do nível do mar;
- A estação da gravidade é levada desde a superfície da Terra (ponto P) até o geóide.



Reduções gravimétricas

• Redução de Ar Livre (Free Air)

Para uma redução correta da gravidade ao geóide, nós precisamos dg/dH , o gradiente vertical da gravidade. Se o valor de g é observado na superfície da Terra, então o valor g_0 no geóide pode ser obtido por uma expansão de Taylor:

$$g_0 = g - \frac{\partial g}{\partial H} H + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 g}{\partial H^2} H^2 + \dots \approx g - \frac{\partial g}{\partial H} H \quad H : \text{altura entre P e } P_0$$

Supostamente não existem massas externas ao geóide, e negligenciados todos os termos maiores que um na expansão, temos:

$$g_0 = g + F \quad \text{Onde } F = -\frac{\partial g}{\partial H} H$$

Para muitos propósitos práticos, o gradiente da gravidade dg/dH pode ser aproximado pelo gradiente da gravidade normal (associado com a altura elipsoidal h) $d\gamma/dh$, obtendo:

$$F \doteq -\frac{\partial \gamma}{\partial h} H \doteq +0,3086 \cdot H \text{ [mGal]}$$

Reduções gravimétricas

• Redução de Bouguer simplificada

O objetivo da redução Bouguer da gravidade é a remoção completa das massas topográficas, que são as massas externas ao geóide.

O Platô de Bouguer

Assumimos que a área ao redor da estação gravimétrica P seja completamente plana e horizontal, e tomamos as massas entre o geóide e a superfície terrestre como tendo densidade constante. Então a atração A da “chamada” placa de Bouguer é obtida levando α até o infinito, uma vez que a placa, considerada plana, pode ser considerada como um cilindro de espessura $b=H$, e raio (α) infinito. Por regras conhecidas do cálculo, nós conseguimos obter:

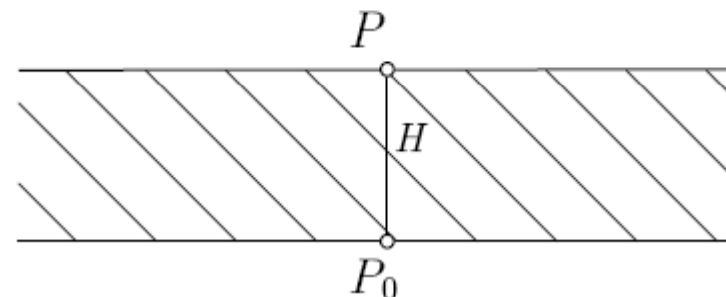
$$A_B = 2\pi \cdot G \cdot \rho \cdot H \quad \xrightarrow{\rho = 2,67 \text{ gcm}^{-3}} \quad A_B = 0,1119 \cdot H \text{ [mGal]}$$

Reduções gravimétricas

• Redução de Bouguer simplificada

Para completar e continuar a nossa redução da gravidade, nós devemos agora aplicar a redução free-air F como dado na (3.26). Esses processos combinados de remoção das massas topográficas e aplicação da redução free-air é chamado de Redução Completa de Bouguer. Seu resultado é a gravidade Bouguer no geóide.

$$g_B = g - A_B + F$$



Gravidade medida em P	g
Menos o Platô de Bouguer	$-0,1119H$
Mais a redução ar livre	$+0,3086 H$

Gravidade Bouguer em P_0

$$g_B = g + 0,1967H$$

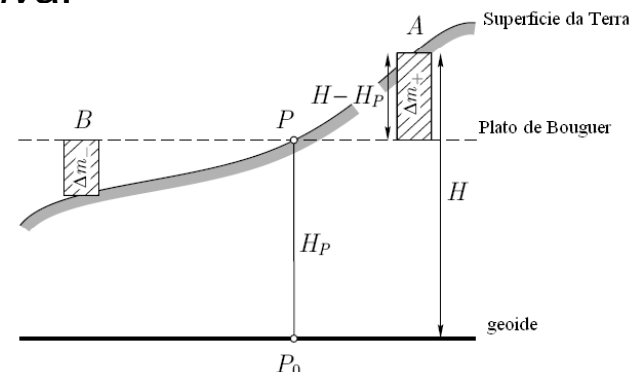
Reduções gravimétricas

• Redução de Bouguer Rigorosa Correção do Terreno

Esse simples procedimento é refinado levando em conta o desvio da topografia em relação ao platô Bouguer de P. Isso é chamado de **correção do terreno** ou correção topográfica. Em A o excesso de massa Δ_{m+} que atrai P para cima, é removido, causando incremento da gravidade em P. Em B, a deficiência de massa Δ_{m-} é levado para cima, causando um incremento em g novamente. *A correção do terreno é sempre positiva.*

$$A_t = \sum \Delta A$$

Na atualidade a correção do terreno é calculada usando Modelos Digitais de Elevação.



Agora, inserindo a correção do terreno A_t , a redução de Bouguer Rigorosa é expressa como:.

$$g_B = g - A_B + A_t + F$$

Reduções gravimétricas

• Redução Poincaré & Prey

Suponha que seja necessário a gravidade g' no interior da crosta terrestre. Uma vez que g' não pode ser medido, ele deve ser calculado desde a superfície. Isso é conseguido pela redução dos valores medidos da gravidade de acordo com o método de Poincaré e Prey.

$$g_Q = g_P - \int_Q^P \frac{\partial g}{\partial H} dH$$

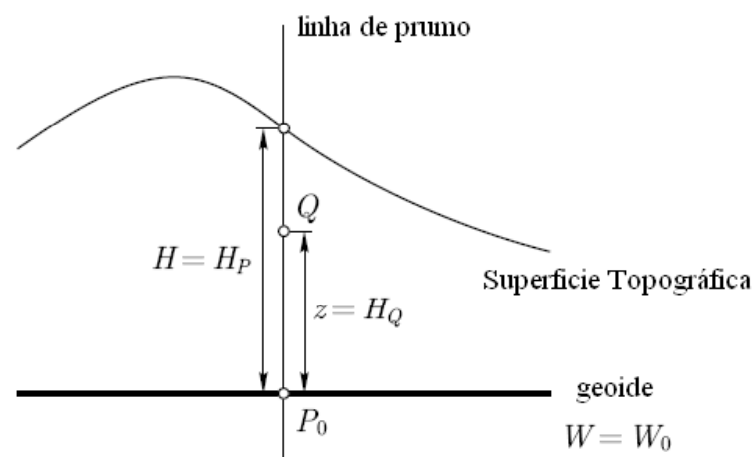
$$\frac{\partial g}{\partial H} = -2gJ + 4\pi G\rho - 2\omega^2$$

$$\frac{\partial \gamma}{\partial h} = -2\gamma J_0 - 2\omega^2$$

$$gJ \doteq \gamma J_0$$

$$\frac{\partial g}{\partial H} = \frac{\partial \gamma}{\partial h} + 4\pi G\rho$$

$$g_Q = g_P + 0,0848(H_P - H_Q)$$



Reduções gravimétricas

•Isostasia

Evidências

1.-Anomalias Bouguer em áreas montanhosas são sistematicamente negativas e podem atingir grandes valores.

2.-J.H. Pratt observou o mesmo efeito no desvio da vertical nos Himalaias. Em uma estação dessa área ele calculou um valor de 28" para o desvio da vertical partindo da atração das massas visíveis das montanhas. O valor obtido por nivelamento astrogeodésico foi de 5" .



existe algum tipo de deficiência de massa nas montanhas. Isso quer dizer que as massas topográficas são compensadas, em algum sentido.

Teorias

- i. J. H. Pratt em 1854
- ii. G.B. Airy em 1855

Reduções gravimétricas

Sistema Pratt-Hayford

O princípio é baseado na consideração de que o nível de compensação abaixo tem densidade uniforme, e acima, a massa de cada coluna da mesma seção são iguais. Tomando D como sendo a profundidade do nível de compensação, a partir do nível do mar, e tomando ρ_0 sendo a densidade da coluna com altitude D . Então a densidade da coluna $D+H$ (H representando a altitude da topografia) satisfaz a equação

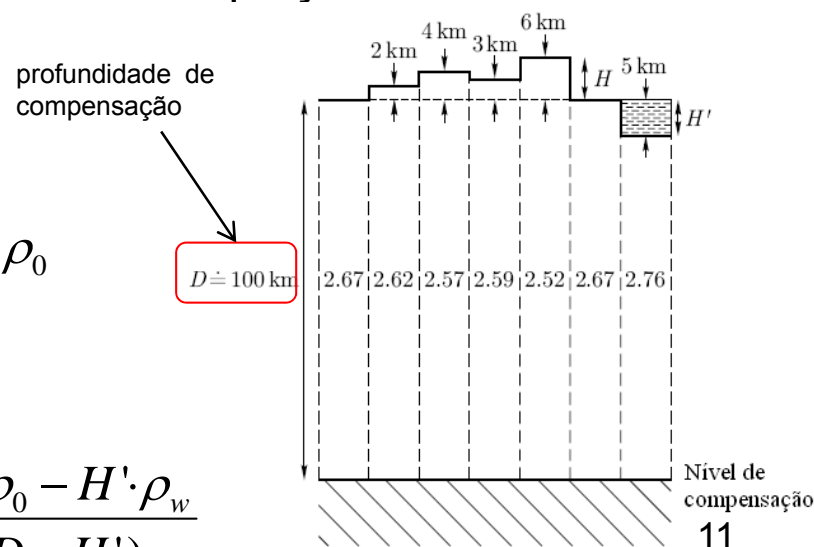
No continente

$$(D + H) \cdot \rho = D \cdot \rho_0 \quad \text{ou} \quad \rho = \frac{D}{(D + H)} \cdot \rho_0$$

$\rho_0 = 2,67 \text{ gcm}^{-3}$

No oceano

$$(D + H') \cdot \rho' + H' \cdot \rho_w = D \cdot \rho_0 \quad \text{ou} \quad \rho' = \frac{D \cdot \rho_0 - H' \cdot \rho_w}{(D - H')}$$



Reduções gravimétricas

Sistema Airy-Heiskanen

“As montanhas com densidade constante 2,67 flutuam numa subcamada de densidade constante 3,27g/cm³.”

No continente

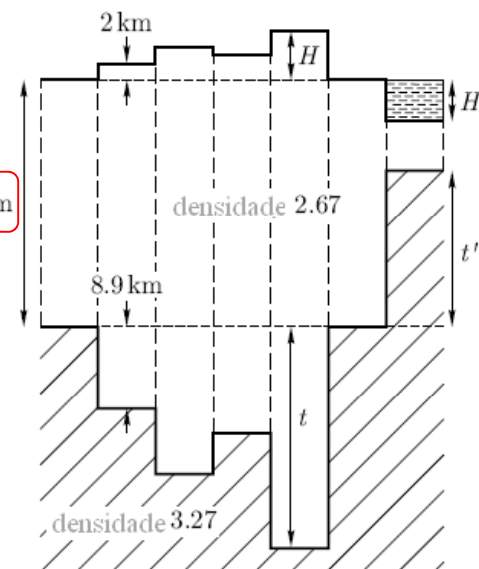
$$t \cdot \Delta\rho = H \cdot \rho_0 \quad \text{ou} \quad t = \frac{\rho_0}{(\rho_1 - \rho_0)} \cdot H \approx 4,45 \cdot H$$

$(\rho_1 - \rho_0) = 0,6 \text{ gcm}^{-3}$

No oceano

$$t'(\rho_1 - \rho_0) = H'(\rho_0 - \rho_w) \quad \text{ou} \quad t' = \frac{\rho_0 - \rho_w}{\rho_1 - \rho_0} \cdot H' = 2,73 \cdot H'$$

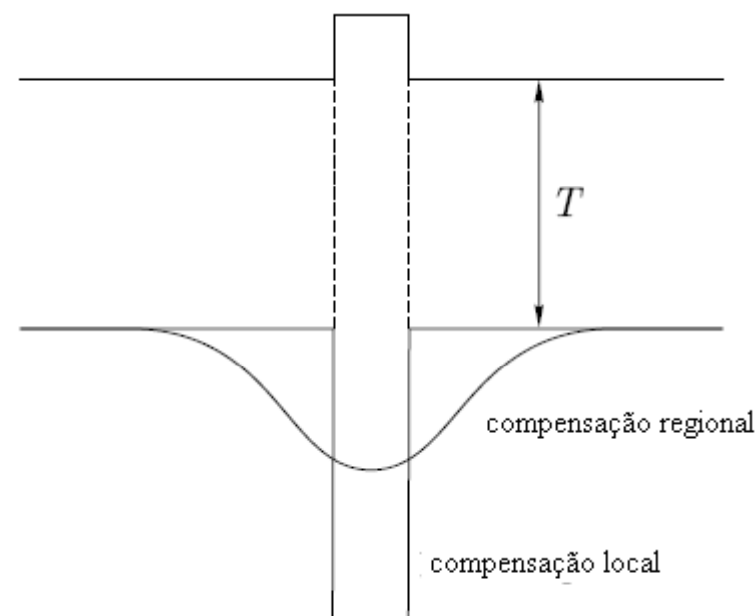
profundidade de crosta



Reduções gravimétricas

Sistema Regional Venning Meinesz

Ambos os sistemas discutidos são idealizados assumindo a compensação como sendo estritamente local, isto é, eles assumiram que a compensação é feita por colunas verticais. Isso pressupõe mobilidade livre das massas num grau que é, obviamente, fora da realidade na forma rigorosa.



Na teoria de Venning Meinesz, a topografia é considerada como um carregamento numa crosta elástica.

Embora os refinamentos da teoria de Venning Meinesz sobre a Teoria de Airy sejam mais realísticos, eles são mais complicados e, são raramente utilizados pelos geodestas porque qualquer sistema isostático se consistentemente aplicado, serve às propostas geodésicas

Reduções gravimétricas

Metodo de compensacao de Helmert

As massas topográficas são condensadas numa camada sobre o geóide com densidade μ

$$\mu = \rho \cdot H$$

A massa total da Terra não é modificada. Mas o campo da gravidade externo é alterado, causando o *efeito indireto*.

Reducao de Rudzki

O elemento de massa topográfica dm é substituído como dm' abaixo do geóide

$$r' = \frac{R^2}{r} \quad dm' = \frac{R}{r} dm$$

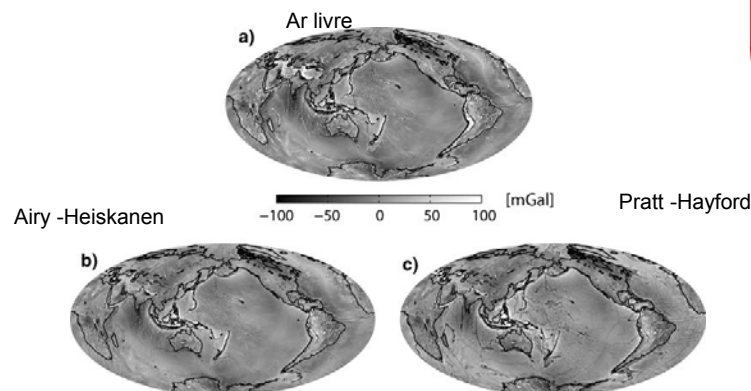
O Geopotencial no geóide não é modificado. Mas o campo da gravidade externo é alterado.

Reduções gravimétricas

A seleção do modelos de isostasia é baseado em quatro critérios:

1. Significado geofísico;
2. Facilidade para os cálculos;
3. Pequenas e suavizadas, por tanto de fácil interpolação; e
4. Efeito Indireto – mudança de potencial e gravidade devido à substituição de massas isotáticas, deve ser pequena.

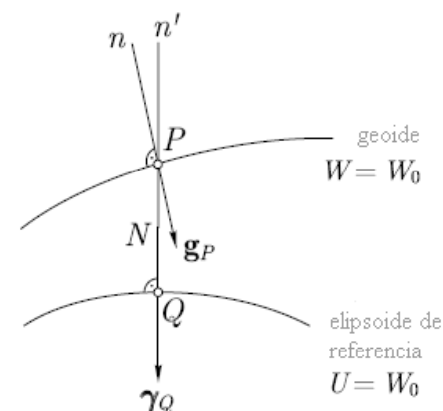
Redução	Efeito Indireto	Suavidade	Significado Geofísico
Bouguer	Efeito indireto Muito grande	Suave	Tem significado geofísico
Helmert (Faye)	Efeito indireto Muito pequeno	Rugoso	Não tem significado geofísico
Airy Heiskanen	Efeito indireto (maior que a redução do Helmert) Pequeno	Suave	Tem significado geofísico
Pratt Hayford	Efeito indireto (maior que a redução do Helmert) Pequeno	Suave	Tem significado geofísico



Anomalias da gravidade

Definição clássica - Stokes

$$\Delta g = g_P - \gamma_Q$$



Ar livre

$$\Delta g_{FA} = (g + F) - \gamma_Q$$

Bouguer simplificada

$$\Delta g_B = (g - A_B + F) - \gamma_Q$$

Bouguer Rigorosa

$$\Delta g_{BR} = (g - A_B + A_t + F) - \gamma_Q$$

Topo-isostatica

$$\Delta g_{TI} = (g - A_B + A_t + A_C + F) - \gamma_Q$$

Avalia as deficiências ou excesso de massas abaixo do geóide como função da topografia observada.

Anomalias da gravidade

Exercícios

Calcular as anomalias de ar livre e de Bouguer para os seguintes pontos:

Pto.	Latitude	Longitude	Gravidade	Altitude
8112511	-29.7875	-55.7967	979278.4	104.26
8076928	-28.4183	-53.9158	979099.3	382.94

$$\gamma(\varphi) = \frac{a\gamma_E \cos^2 \varphi + b\gamma_P \sin^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}}$$

$$F \doteq +0,3086 \cdot H \text{ [mGal]}$$

$$g_B = g + 0,1967 \cdot H \text{ [mGal]}$$

GRS-80

Parâmetro	Valor
a	6378137
b	6356752
γ_E	9.780327
γ_P	9.832186

$$\Delta g_B^{8112511} = -9.398295632 \text{ mGal}$$

$$\Delta g_B^{8076928} = -28.61698908 \text{ mGal}$$

Referencias

HEISKANEN, W. A.; MORITZ, H. **Physical Geodesy**. Freeman, San Francisco, 1967.

VAN DER HILST, R. 12.201 Essentials of Geophysics, Fall 2004. (**Massachusetts Institute of Technology: MIT OpenCourseWare**), <http://ocw.mit.edu> (Accessed 23 Mar, 2011).

GÖTTL, F.; RUMMEL, R. A Geodetic view on Isostatic Models. **Pure appl. geophys**, v. 166, p. 1247-1260, 2009.