

1. LEVANTAMENTOS GRAVIMÉTRICOS

Os levantamentos gravimétricos são baseados em medidas das variações do campo gravítico da Terra que, por sua vez, são provocadas por diferenças de densidade entre as rochas sub-superficiais. O conceito subjacente é a ideia do “corpo causal”, que é uma unidade rochosa (ou um outro material qualquer) com uma densidade diferente da das suas vizinhanças. Uma vasta gama de situações geológicas pode estar na base da ocorrência de anomalias de massa que por sua vez produzem anomalias gravimétricas (relevo do solo, intrusões de plutões, domos salinos, etc...).

A interpretação das anomalias gravimétricas permite tirar conclusões sobre a profundidade provável, a forma e a massa do corpo causal.

Teoria básica

A base dos métodos gravíticos é a lei de Newton da atracção universal

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

Considere-se uma Terra esférica de raio R , homogénea de massa M e sem rotação. Pode demonstrar-se que a massa da esfera actua como se estivesse toda concentrada no centro da esfera

$$F = G \frac{Mm}{R^2} = mg$$

A força F está relacionada com a massa m através da aceleração e o termo $g = GM/R^2$ é conhecido por aceleração da gravidade, ou simplesmente gravidade.

Num tal modelo da Terra a gravidade seria constante. Porém, a forma elipsoidal da Terra, o seu movimento de rotação, o relevo irregular da superfície e a distribuição interna da massa produzem variações relativamente importantes da gravidade à sua superfície.

O campo gravitacional pode ser definido de uma maneira mais útil se for feito em termos de potencial gravítico U

$$U = G \frac{M}{r}$$

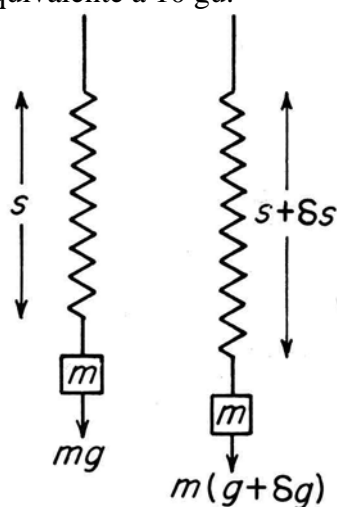
Enquanto que o g é um vector, o potencial U é só um escalar ($g = \partial U / \partial n$), consequentemente a aproximação do potencial fornece flexibilidade computacional.

As superfícies equipotenciais são definidas como aquelas em que o U é constante.

- Unidades da gravidade

O valor médio de g é $9,80 \text{ m/s}^2$. As variações de gravidade, provocadas por variações de densidade, são da ordem de $100 \mu\text{m/s}^2$ ($1 \mu\text{m/s}^2 = 1 \text{ gu}$, “gravity unit”). Nos levantamentos em terra conseguem-se precisões de mais ou menos $0,1 \text{ gu}$ e no mar 10 gu (na verdade, muito dificilmente se conseguem atingir estas precisões).

A unidade c.g.s. da gravidade é o miligal ($1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2$), equivalente a 10 gu.

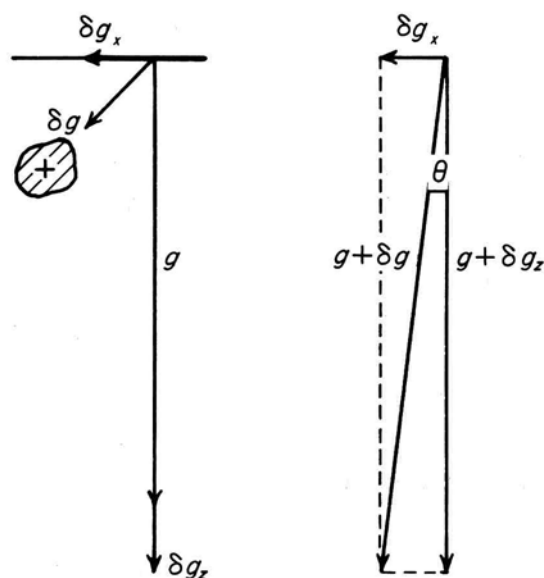


As medições da gravidade fazem-se usando o princípio da distensão de uma mola. A extensão da mola é proporcional à força (lei de Hooke), logo $m\delta g = k\delta s$ e $\delta s = \delta g m/k$ e δs tem que ser medido com uma precisão de $1:10^8$ em instrumentos apropriados para fazer levantamentos em terra. Podíamos aumentar δs aumentando m/k ($m \uparrow$ e $k \downarrow$), mas isso põe limites práticos à construção do aparelho, por isso recorre-se a configurações que amplifiquem o princípio exposto.

Figura 1 Princípio de funcionamento de um gravímetro

Anomalias gravíticas

Os gravímetros só conseguem medir a componente vertical da atracção gravitacional devida a uma massa anómala. Consideremos o efeito gravitacional de uma massa anómala δg , cujas componentes horizontal e vertical são δg_x e δg_z , respectivamente



$$g + \delta g = \left((g + \delta g_z)^2 + \delta g_x^2 \right)^{1/2}$$

$$= \left(g^2 + 2g\delta g_z + \delta g_z^2 + \delta g_x^2 \right)^{1/2}$$

Como os termos em δ^2 são muito mais pequenos que os restantes podemos ignorá-los. Usando a expansão binomial sobre esta equação, obtemos que

$$g + \delta g \approx g + \delta g_z \text{ ou seja, } \delta g \approx \delta g_z$$

Por consequência, a perturbação da gravidade medida corresponde na verdade à componente vertical da atracção provocada pelo corpo causal.

Figura 2 Relação entre o campo gravítico e as componentes da anomalia da gravidade devidas a uma massa anómala

- Anomalias gravíticas de corpos simples

Considere-se a atracção gravitacional de uma massa pontual m a uma distância r da massa.

$$\Delta g_r = \frac{Gm}{r^2}$$

Como só a componente vertical da atracção, Δg_z , é mensurável, a anomalia Δg provocada pela massa é dada por

$$\Delta g = \frac{Gm}{r^2} \cos \theta$$

ou

$$\Delta g = \frac{Gmz}{r^3}$$

Como a esfera actua como se toda a sua massa estivesse concentrada no seu centro, a equação anterior também corresponde à anomalia gravítica de uma esfera cujo centro esteja à profundidade z .

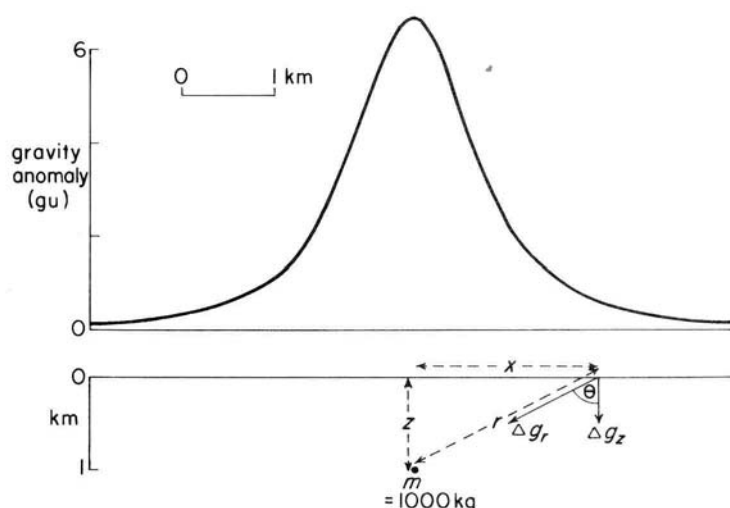


Figura 3 Anomalia gravítica de uma massa pontual.

A equação (1.1) pode ser usada para construir a anomalia gravítica de corpos com formas geométricas simples, calculando para isso a contribuição de muitos elementos e adicionando (integrando) as contribuições individuais, obtendo assim a anomalia total causada pelo corpo.

Integrando a equação 1.1 numa direcção horizontal obtemos a equação para

uma linha de massas, que se estende só nesta direcção

$$\Delta g = 2G \frac{mz}{r^2}$$

A equação (1.2) também representa a anomalia de um cilindro horizontal, cuja massa actue como se estivesse concentrada ao longo do seu eixo.

Integrando numa segunda direcção horizontal obtemos a anomalia de uma folha horizontal infinita, e mais uma integração numa direcção vertical (entre limites finitos) dá a anomalia de uma placa horizontal infinita

$$\Delta g = 2\pi G \rho t$$

onde ρ é a densidade da placa e t a sua espessura. Note-se que esta atracção é independente da localização do ponto de observação e a profundidade da placa.

Uma série de integrações semelhantes (desta vez entre limites finitos) pode ser usada para determinar a anomalia de um prisma rectangular. De uma maneira geral, a anomalia gravítica de um corpo com uma forma qualquer pode ser determinada somando as atracções de todos os elementos de massa que constituem o corpo.

Considera-se elemento prismático de um corpo de densidade ρ , situado em x' , y' , z' , com lados de dimensão $\delta x'$, $\delta y'$, $\delta z'$.

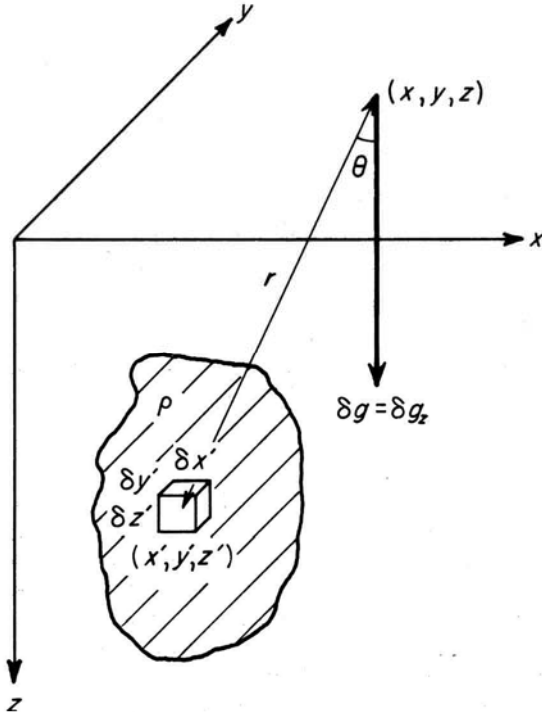


Figura 4 Anomalia gravítica de um elemento de massa de forma irregular.

A massa δm deste elemento é dada por:

$$\delta m = \rho \delta x' \delta y' \delta z'$$

Consequentemente a sua atracção δg num ponto fora do corpo (x, y, z) , a uma distância r do elemento é derivada da eq. (1.1)

$$\delta g = G \rho \frac{(z' - z)}{r^3} \delta x' \delta y' \delta z'$$

A anomalia total do corpo Δg é então obtida somando todos os elementos do corpo

$$\Delta g = \sum \sum \sum G \rho \frac{(z' - z)}{r^3} \delta x' \delta y' \delta z'$$

zero

$$\Delta g = \iiint G \rho \frac{(z' - z)}{r^3} dx' dy' dz'$$

onde, $r = ((x' - x)^2 + (y' - y)^2 + (z' - z)^2)^{1/2}$

Como se disse antes, a atracção de corpos de geometria regular pode ser determinada por integração analítica da equação (4). As anomalias de corpos irregulares são calculadas por integração numérica, usando equações com a forma da equação (3).

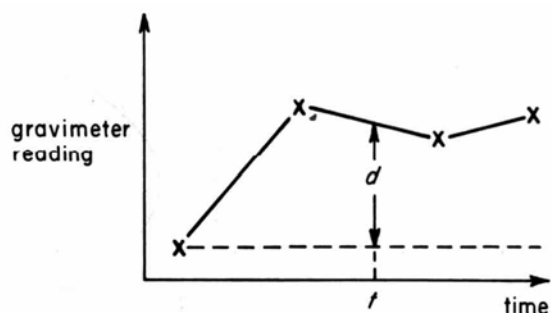
- Levantamentos gravimétricos

O espaçamento das estações usadas num levantamento gravimétrico pode variar desde alguns metros (para o caso de levantamentos mineralógicos, geotécnicos, arqueológicos, ambientais,...) até vários km em levantamentos de reconhecimento. A densidade de estações deverá ser maior onde o campo variar mais rapidamente (porque medições precisas dos gradientes são críticas para as interpretações posteriores).

- Redução das medições

Antes de os resultados de um levantamento gravimétrico poderem ser interpretados é necessário proceder à correcção de todas as variações do campo gravítico da Terra que não resultam de diferenças de densidade do sub-solo. Este processo é conhecido por reduções da gravidade ou reduções ao geoide, já que o nível do mar é o nível de referência mais apropriado.

- Correcção da deriva



A correcção da deriva instrumental é baseada em leituras repetidas numa estação base (ao longo do tempo do levantamento). As medições são em função do tempo e admite-se que a deriva é linear entre as várias leituras. A correcção da deriva num tempo t é d , que a seguir é corrigida do valor observado.

Figura 5 Curva de deriva do gravímetro calculada a partir de leituras sucessivas numa posição fixa.

- Correcção de latitude

A gravidade varia em função da latitude porque a figura da Terra não é perfeitamente esférica. Devido a este facto, a força centrífuga a que está sujeito um corpo à sua superfície decresce desde um valor máximo no equador até zero nos polos.

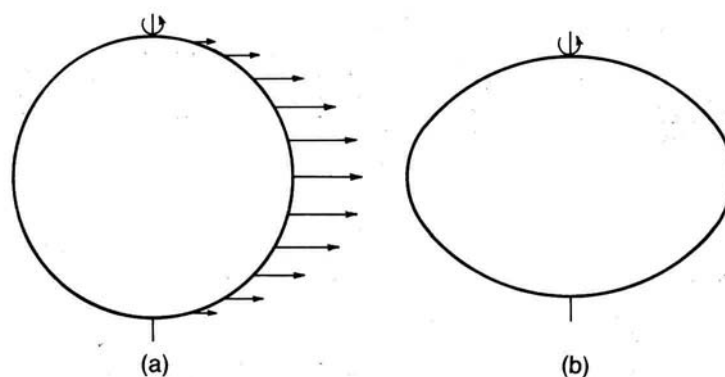


Figura 6 (a) Variação da velocidade angular com a latitude. (b) Representação exagerada da forma da Terra

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 facto de haver mais massa sob a cintura equatorial que nos polos. O efeito resultante destes factores é que o valor da gravidade nos polos excede o do equador em cerca de 51860 gu.

A fórmula de Clairaut relaciona a gravidade com a latitude no esferóide de referência

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

onde

$$g_0 = 9780318 \text{ gu}; k_1 = 0,0053024; k_2 = 0,0000059$$

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

Correcções de terreno

As correcções para compensar o facto das estações de observação poderem estar a altitudes diferentes são feitas em três partes. A primeira, designada por correcção 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 *datum*, efectuada a uma altitude h em

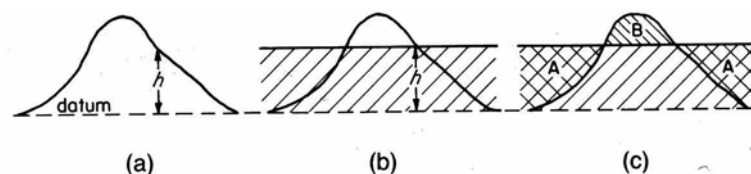


Figura 7 (a) Correcção de ar livre de uma observação situada a uma altura h acima do datum. (b) Correcção de Bouguer. (c) Correcção de Terreno

relação a esse *datum* basta aplicar a seguinte relação

$$CAL = 3,086 h \text{ gu (h em metros)}$$

A correcção 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.

Nota: De modo a obter um valor da gravidade reduzido com uma precisão de ± 1 gu, a leitura do gravímetro deve ser feita com uma precisão de 0,1 gu, a latitude da estação deve ser conhecida a ± 10 m e a elevação a ± 10 mm.

A correcção 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.

A correcção de Bouguer, a segunda das correcções referidas acima, remove este efeito fazendo, no entanto, a aproximação de que a camada de rochas abaixo do ponto de observação é uma placa horizontal finita (fig. b) com uma espessura igual a h . Se ρ representar a densidade dessas rocha então a correcção de Bouguer é dada por

$$2\pi G\rho h = 0,4191\rho h \text{ gu}$$

Em terra a correcção de Bouguer deve ser subtraída para compensar a atracção 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

$$2\pi G(\rho_r - \rho_a)z$$

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

As anomalias de ar livre e de Bouguer são normalmente efectuadas em simultâneo, sendo designadas por correcções de elevação.

A correcção 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 correcção - a correcção do terreno. Esta correcção é sempre positiva (fig. c) 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 correcção, mas exerce uma atracção para cima (no ponto de observação) e provoca por isso uma diminuição da gravidade.

Actualmente as correcções 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 atracção provocado pela camada de terreno através da aplicação de um dos vários algoritmos matemáticos que existem na literatura.

Correcção da maré terrestre

As marés terrestres, tal como as suas congéneres 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 atigem 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.

Correcção de Eötvös

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

$$\text{correcção de Eötvös} = 75,03 v \sin\alpha \cos\phi + 0,04154v^2 \text{ gu}$$

onde v é a velocidade em nós, α o azimuth e ϕ a latitude. Às latitudes médias a correcção de Eötvös é de cerca de 75 gu por cada nó de velocidade E – 0.

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 gravimetria é a anomalia de Bouguer completa.

$$g_{ABC} = g_{obs} - g_{teor}$$

onde

$$g_{\text{teor}} = g_{\phi} - g_h + g_m - g_t \quad \begin{array}{l} (g_m = \text{correção de Bouguer}) \\ (g_t = \text{correção do terreno}) \end{array}$$

assim

$$g_{\text{ABC}} = g_{\text{obs}} - g_{\phi} + g_h - g_m + g_t$$

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

$$g_{\text{al}} = g_{\text{obs}} - g_{\phi} + g_h$$

- Densidade das rochas

As anomalias gravíticas resultam dos contrastes de densidade existentes entre um corpo rochoso e as suas vizinhanças.

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2$$

O sinal de $\Delta\rho$ 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. 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 facto de ela ser necessária para a correção de Bouguer e para a interpretação dos resultados.

- Interpretação das anomalias gravimétricas

Campos regionais e anomalias residuais

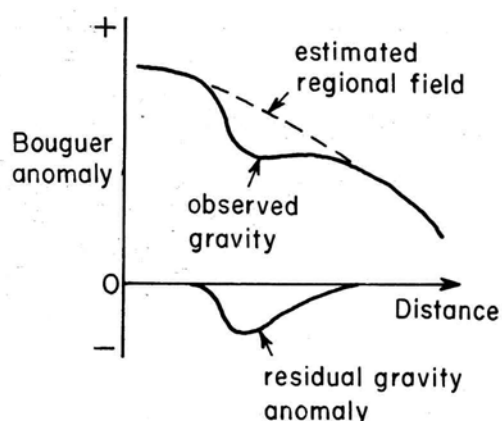


Figura 8 Separação das anomalias regionais e locais a partir de uma anomalia de Bouguer.

As anomalias de Bouguer são frequentemente caracterizadas por terem anomalias de vários comprimentos de onda. Uma delas poderão ser de carácter 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 gravíticos, 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. Podem ser aproximações simples do género remover superfícies de formas simples (superfícies de um grau qualquer) até às filtragens no domínio da frequência.

-Interpretação

O nível de interpretação pode variar desde a simples identificação e localização de uma anomalia até à modelação 2D e/ou 3D dessa anomalia levando, neste caso, a uma completa caracterização das fontes que causam essas anomalias. É de que referir que este último processo (o da modelação 2D ou 3D) se pode revelar trabalhoso e moroso devendo, por isso, ser aplicado apenas quando os benefícios decorrentes da sua aplicação assim o exigam. 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 directa

- 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 gravíticas decaem com o inverso do quadrado da distância, por isso os corpos mais profundos produzem anomalias de menor amplitude e maior extensão que as dos corpos mais superficiais. Podemos pois usar este facto para calcular a profundidade limite de um dado corpo que provoca o sinal observado à superfície.

a) o método da meia largura

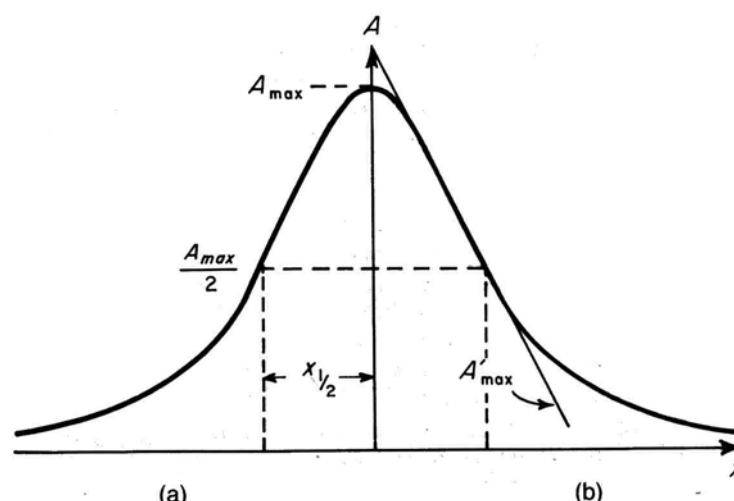


Figura 9 Cálculo da profundidade limite usando (a) o método da meia largura e (b) a razão gradiente-amplitude.

Se a anomalia for tridimensional vamos admitir é que ela resulta do efeito de uma massa pontual .

A expressão utilizada é:

$$z = \frac{x_{1/2}}{(4^{1/3} - 1)^{1/2}} = 1,3 \ x_{1/2}$$

onde z é a profundidade da massa pontual. Como o corpo tem dimensões finitas

$$z < \frac{x_{1/2}}{(4^{1/3} - 1)^{1/2}}$$

Se a anomalia for bidimensional $z = x_{1/2}$ e pelas mesmas razões $z < x_{1/2}$

b) O método da razão gradiente - amplitude

Se $A'_{\text{máx}}$ for o gradiente horizontal máximo, temos para o caso 3D

$$z < 0,86 \left| A_{\text{máx}} / A'_{\text{máx}} \right|$$

e para o caso 2D

$$z < 0,65 \left| A_{\text{máx}} / A'_{\text{máx}} \right|$$

- Ponto de inflexão

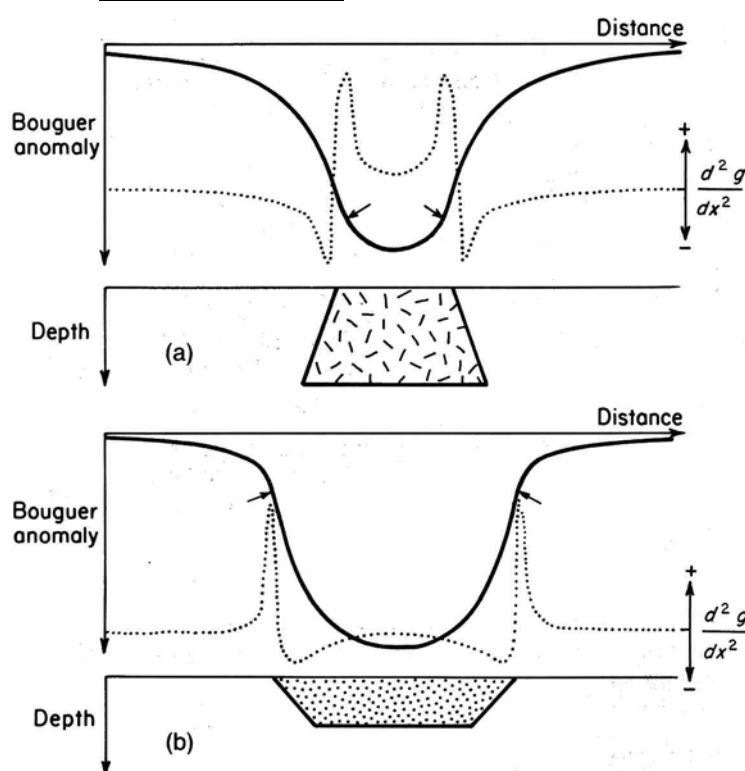


Figura 10 Figura 11 Perfis da anomalia de Bouguer sobre (a) um corpo granítico (b) uma bacia sedimentar

A localização dos pontos de inflexão (pontos da curva onde a segunda derivada é igual a zero) dos perfis gravíticos pode fornecer uma informação útil sobre a natureza das fronteiras do corpo anómalo.

Sobre estruturas com ‘contactos inclinados para fora’, os pontos de inflexão (identificados pelas setas) situam-se na base da anomalia. Sobre estruturas com ‘contactos inclinados para dentro’ (caso de bacias sedimentares) os pontos de inflexão situam-se nos bordos da anomalia.

Excesso de massa

O excesso de massa de um corpo só pode ser determinado a partir do valor da anomalia, sem impor nenhuma condição sobre a forma do corpo. O excesso de massa refere-se à diferença das massas entre a ‘rocha regional’ e a massa do corpo.

A base deste método de cálculo é uma fórmula derivada do teorema de Gauss ($\phi = \iint \vec{g} \cdot \vec{n} ds$) e envolve uma integração em superfície da anomalia residual.

A área do levantamento é dividida em n células de uma grelha de área Δa e anomalia média Δg , o excesso de massa M_e é dado por

$$M_e = \frac{\sum_i^n \Delta g_i \Delta a_i}{2\pi G}$$

É muito importante que a anomalia residual decaia para zero dentro da zona do levantamento. Para calcular a massa real do corpo (M) as densidades do terreno (ρ_2) e do corpo anómalo (ρ_1) têm que ser conhecidas. Então

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

Interpretação indirecta

Neste caso a forma e densidade do corpo causal é simulada 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 ambiguidade do problema inverso, o modelo obtido não é único. A ambiguidade só pode ser diminuída usando restrições (baseadas em informação de outra natureza) sobre a forma do corpo anómalo

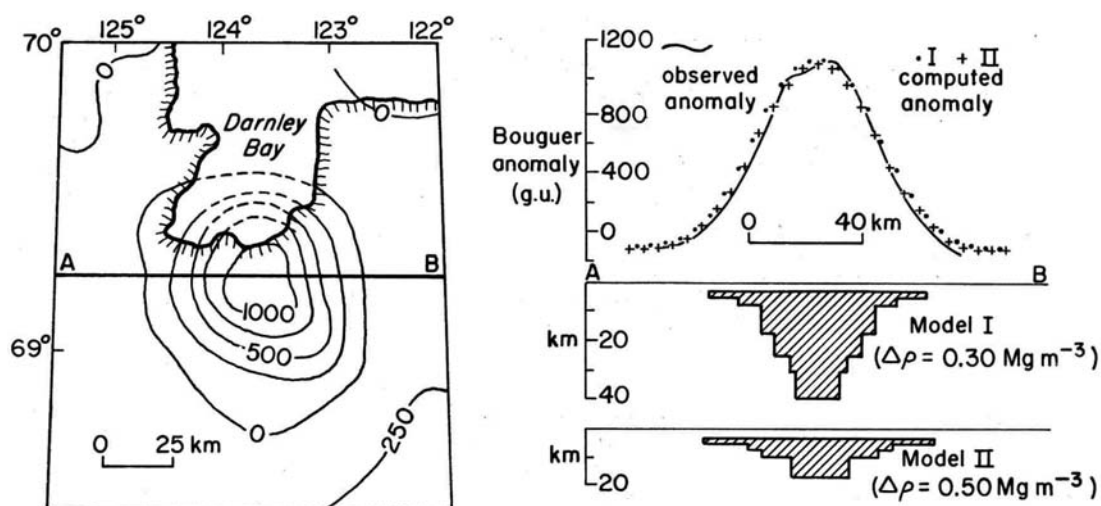
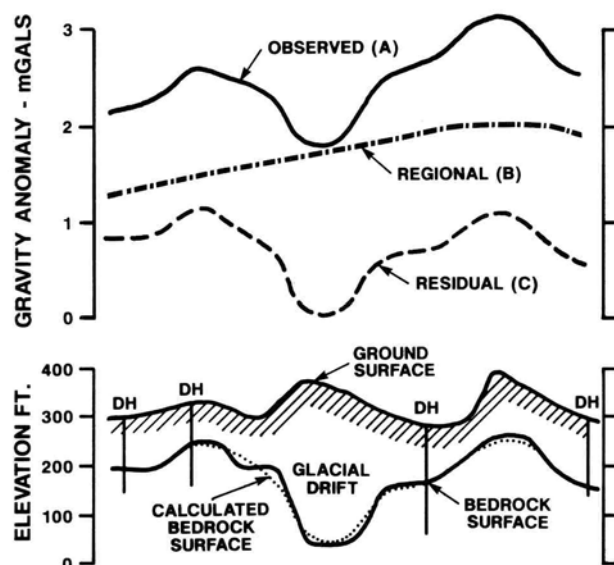


Figura 11 (a) Uma anomalia gravítica circular. (b) Duas interpretações possíveis em termos de um modelo calculado a partir de um conjunto de cilindros verticais e coaxiais.



Os estudos de gravidade são usados extensivamente na investigação de estruturas geológicas de larga e média escala (mapa da gravidade do ERS-1).

Na média escala, as anomalias gravíticas podem revelar a forma de intrusões ígneas sub-superficiais (batólitos gravíticos) e zonas de disrupção de unidades rochosas diferentes.

Figura 12 Anomalia gravimétrica residual de um perfil geológico

A determinação da topografia do soco é uma questão com grande importância para muitos estudos de geotécnica e hidrologia. A gravimetria é um bom método para determinar essa 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 (determinar a forma de potenciais aquíferos).

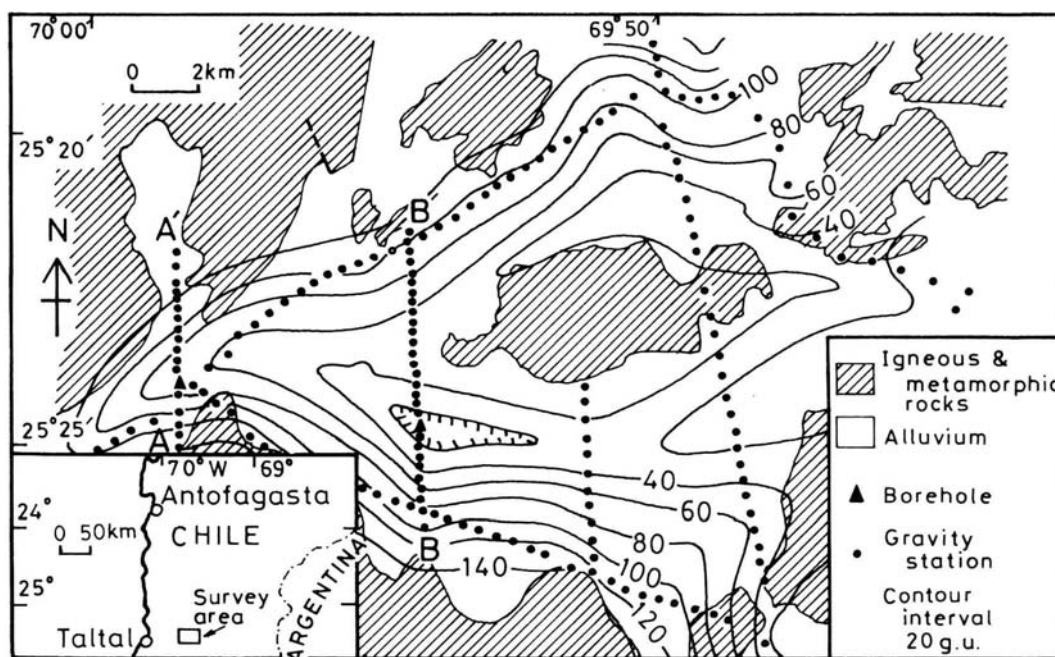


Figura 13 Mapa geológico de uma área no Chile onde estão também representadas as posições das estações gravimétricas e as anomalias de Bouguer.

A região é muito árida com fornecimento de água subterrânea controlada por estruturas geológicas profundas. O mínimo da anomalia está provavelmente associado

à presença de dois vales aluviais soterrados. A fig. 14 mostra a interpretação de um perfil sobre o mínimo da anomalia. A topografia do soco foi controlada por sísmica, bem como a estimativa da sua densidade. Os furos efectuados na parte mais funda do vale deram água.

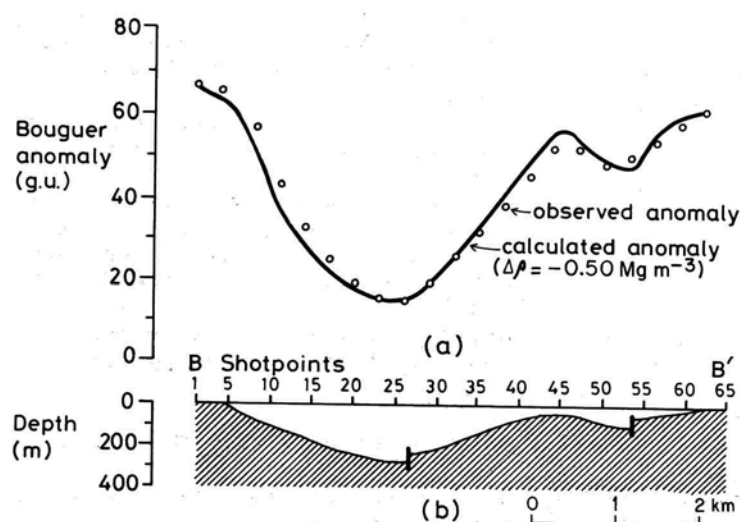


Figura 14 Perfil B-B' da figura anterior. (a) Anomalias de Bouguer observada e calculada a partir de um modelo com um contraste de densidade de $-0,5 \text{ kg/m}^3$. (b) Interpretação.

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 gravítica detectável num levantamento microgravimétrico. Em condições favoráveis as cavidades podem também ser detectadas, mesmo quando cheias de água.

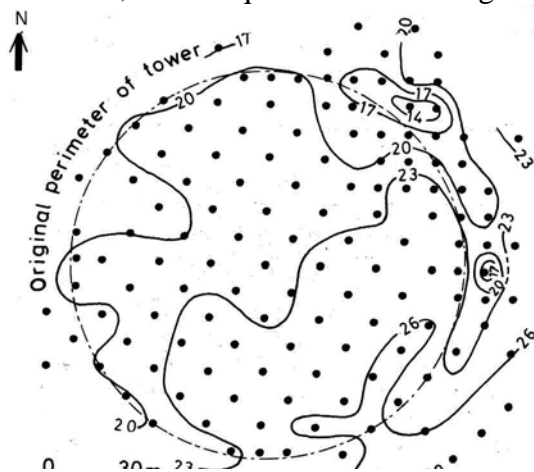


Figura 15 Anomalias de Bouguer da zona de construção da torre. O intervalo dos contornos é de 0,3 gu.

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 inetrmediário de furos) como sendo cavidades que foram posteriormente cheias de cimento.

Uma repetição do levantamento confirmou o desaparecimento das anomalias. Os levantamentos microgravimétricos são também usados na arqueologia para detectar construções enterradas, tumbas e outros artefactos.

Nos problemas ambientais os levantamentos gravimétricos são pouco utilizados. As razões para isso são os altos custos associados a estes levantamentos e o facto de ser difícil por em evidência anomalias provocadas por lixo enterrado

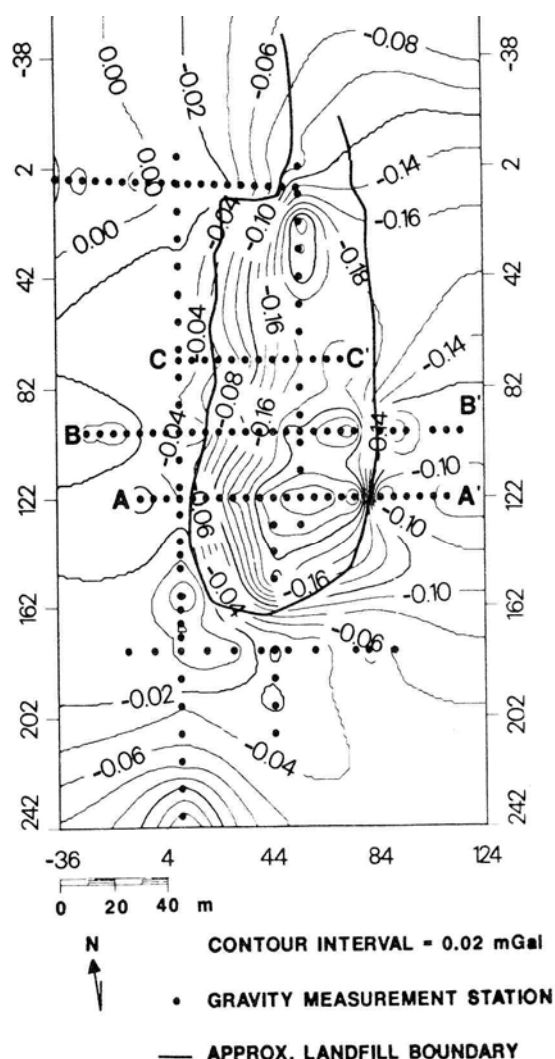


Figura 16 Mapa da anomalia de Bouguer do aterro de Indiana.

A interpretação das anomalias residuais é baseada na permissão de que a anomalia deriva apenas da variação da densidade entre o entulho e os sedimentos glaciares que servem de contentor.

A interpretação seguida para determinar a forma do aterro foi:

1. Modelação directa usando um $\Delta\rho = 0,53 \text{ kg/m}^3$ (figura 18)
2. Inversão das anomalias residuais usando o conhecimento das verdadeiras dimensões do aterro. (figura 20)

A figura 16 mostra o resultado de um levantamento gravimétrico sobre um aterro. As estações estão espaçadas de 5-10 m (o mapa foi construído a partir de uma grelha calculada pelo método da mínima curvatura). A anomalia residual, representada na figura 17, foi obtida por remoção de um polinómio de 3º grau usando, para o seu cálculo, os valores de 90 estações fora da zona de aterro.

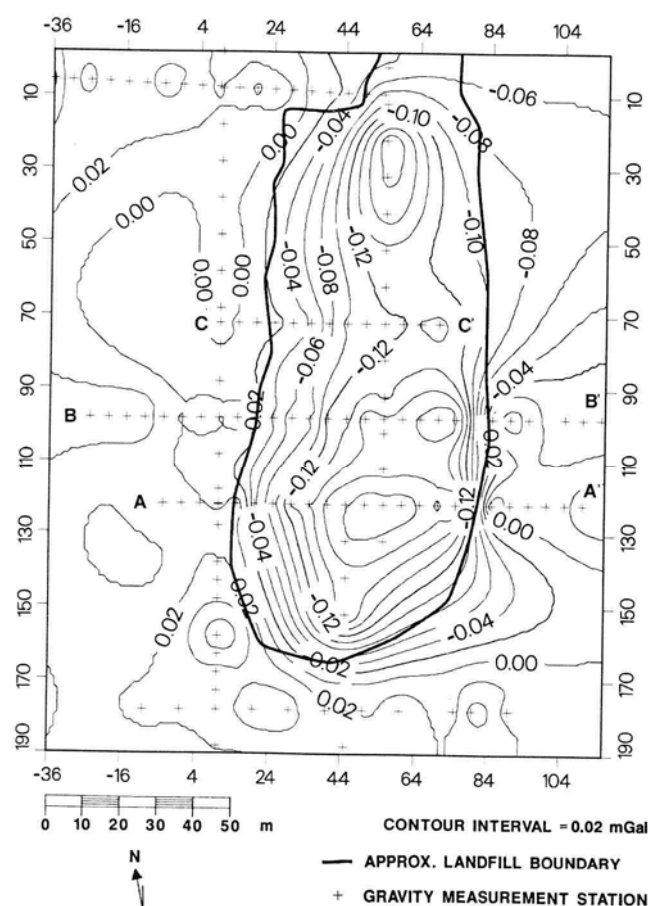


Figura 17 Mapa da anomalia residual do mesmo aterro.

Verifica-se um aumento na variação da densidade de Norte para Sul. Este aumento foi atribuído a uma variação no tipo do lixo.

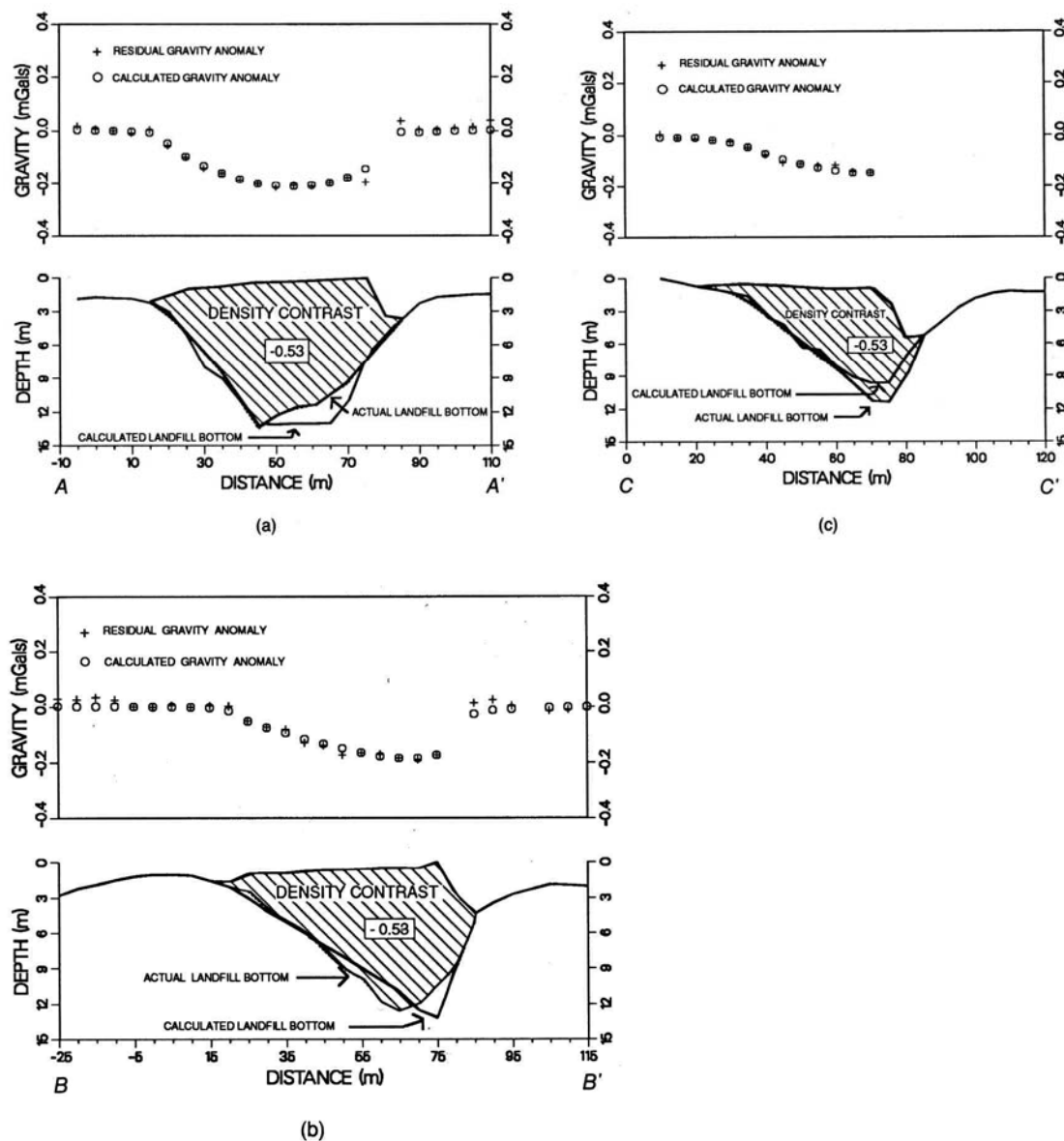


Figura 18 Modelação directa da anomalia gravítica. (a) ao longo da linha AA'. (b) ao longo da linha BB' (c) ao longo da linha CC'

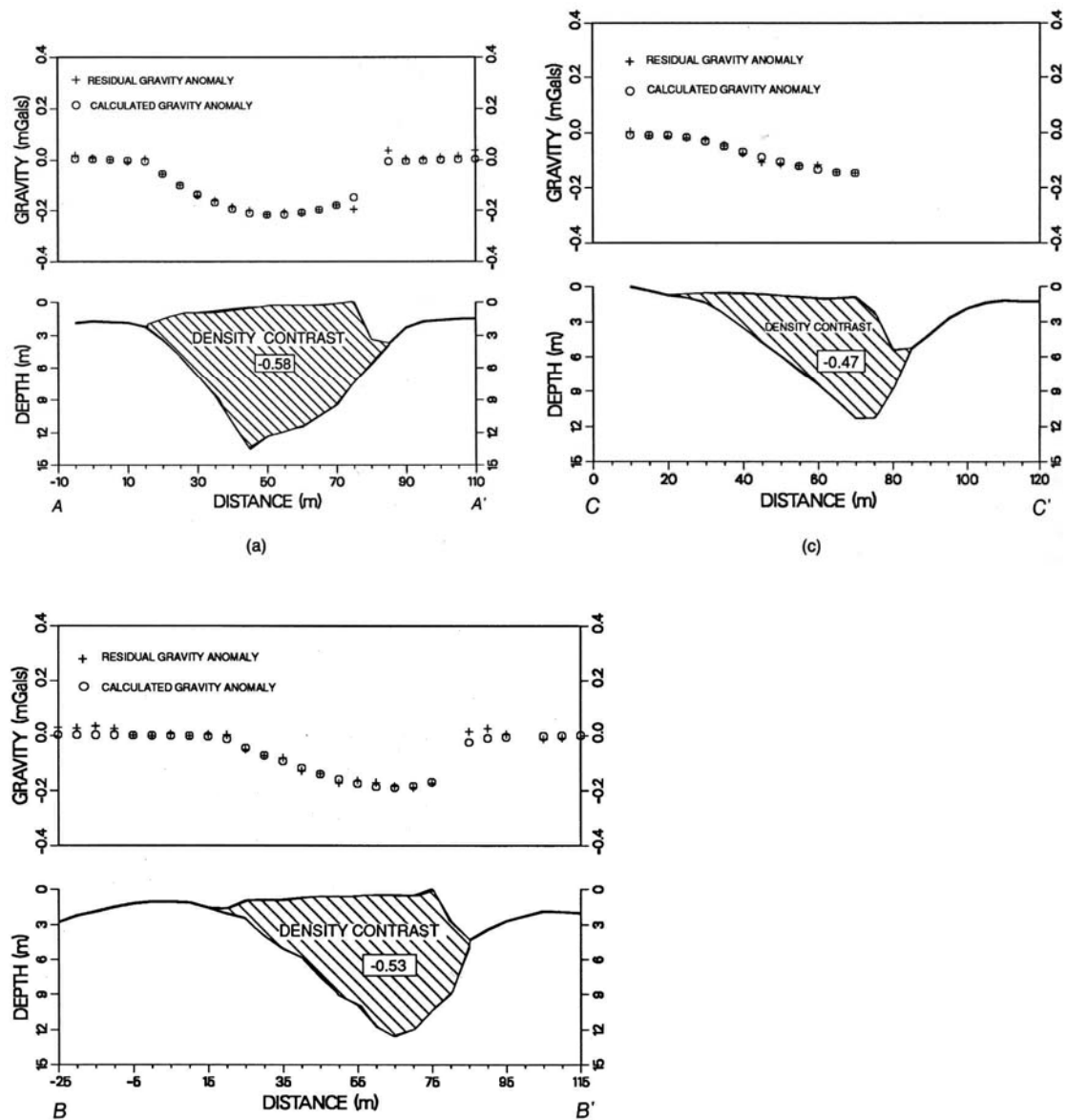


Figura 19 Resultados da inversão gravimétrica
constrangendo a fonte aos limites conhecidos do aterro. A
localização das linhas é a mesma da figura anterior.