

## Geofísica – Investigando o inacessível

Marcia Ernesto<sup>1</sup> e George Caminha-Maciel<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade de São Paulo

<sup>2</sup>Universidade Federal de Santa Catarina

### Resumo

Este trabalho apresenta uma visão da Geofísica no que diz respeito à algumas manifestações físicas que trazem informações sobre a estrutura interna da Terra. Desta forma, são abordados alguns conceitos básicos sobre sismologia, o estudo das ondas elásticas liberadas por terremotos, geomagnetismo, o estudo do campo magnético gerado no interior da Terra, e gravimetria, a interpretação das anomalias gravimétricas produzidas pelas heterogeneidades nas estruturas internas da Terra.

### Abstract

This work presents some aspects of Geophysics dealing with physical manifestations that bring information about the Earth's internal structure. In this way, some basic concepts about seismology, the study of elastic waves released by earthquakes, geomagnetism, the study of the magnetic field generated inside the Earth, and gravimetry, the interpretation of gravimetric anomalies produced by heterogeneities in the Earth's internal structures are addressed.

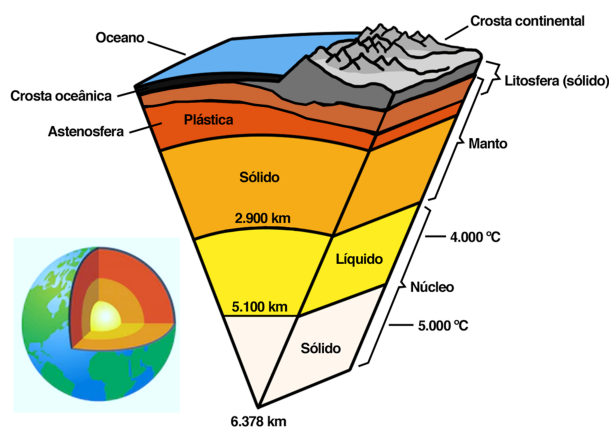
**Palavras-chave:** geofísica, sismologia, geomagnetismo, gravimetria

**Keywords:** geophysics, seismology, geomagnetism, gravimetry

### 1 Introdução

Embora o termo Geofísica possa ser entendido de forma simplista como Física da Terra ou Física aplicada ao estudo da Terra, esta ciência é muito mais ampla. É uma área multidisciplinar que lança mão de recursos da Física, Geologia, Química, Astronomia, Geodésia, Matemática Aplicada, Estatística para entender a formação e evolução do planeta Terra, mas também extensível a qualquer outro planeta. Até mesmo a Biologia, em alguns ramos de atividade mais recentes, faz alguma interface com a Geofísica.

A Geosfera inclui a chamada Terra sólida, a Atmosfera e a Hidrosfera. Estas últimas são de domínio das Ciências Atmosféricas e da Oceanografia, respectivamente, e são acessíveis para medições e experimentações diretas. O interior da Terra, entretanto, é quase completamente inacessível (Figura 1). Apenas uns poucos quilômetros de profundidade podem ser investigados diretamente, o que é pouco comparado aos 6371 km do raio terrestre. O poço mais profundo já perfurado, é o poço para observação científica com aproximadamente 12 km perfurados na região de Kola, na Rússia. Portanto, no momento, este é o limite prático de onde se pode extrair material



**Figura 1:** Representação esquemática das camadas internas da Terra. O corte em cunha mostra detalhes das camadas internas.

para análise ou enviar equipamentos para medidas.

Materiais de profundidades maiores são trazidos à superfície por erupções vulcânicas, porém, nem sempre bem preservados. Acredita-se que esse material provenha de profundidades não maiores que 100 km. Abaixo disso, o interior da Terra é totalmente inacessível. Portanto, quase toda a informação do interior terrestre só pode ser obtida de forma indireta. Para isso, todas as

manifestações físicas do planeta são observadas, analisadas e interpretadas: os campos de força criados pela Terra, como o gravitacional e o magnético, as diversas formas de energia interna liberada pela Terra, entre as quais, a energia térmica (calor liberado do interior da Terra e pela atividade vulcânica), trabalho mecânico (atividade sísmica, orogênese) e a energia do decaimento de isótopos radioativos naturais. Além disso, são importantes também, a resposta da Terra a excitações por fontes de energia externa naturais ou artificiais, tais como as forças e torques aplicados à Terra pela Lua e Sol, a indução eletromagnética causada pelas variações de campos magnéticos externos, terremotos naturais, explosões, etc.

Desta forma, dentro da Geofísica define-se áreas de estudo como o Geomagnetismo, a Sismologia, Geotermia, Geofísica Nuclear e Gravimetria. Essas áreas se desenvolveram a partir de conhecimentos adquiridos em tempos remotos, como é caso do Geomagnetismo. No século XIII, Pierre Pélerin de Maricourt (ou Petrus Peregrinus, como normalmente citado), engenheiro e militar francês estudou as propriedades do ímã e explicou o funcionamento da bússola. Este instrumento, inventado pelos chineses, provavelmente já existia numa forma rudimentar, desde 300 anos AC, de acordo com Joseph Needham (*Science and Civilization in China*). Os dados coletados pelos navegantes desde o século XV sobre os desvios da bússola em relação ao norte geográfico, são hoje importante base de dados para se reconstituir as variações do campo magnético terrestre. Mas o geomagnetismo somente se desenvolveu a partir das primeiras medições absolutas de intensidade realizadas por Gauss no século XIX.

O termo Geofísica foi empregado pela primeira vez por Julius Fröbel em 1834 e já em 1898, criou-se na Alemanha um Instituto de Geofísica ligado à Universidade de Göttingen. O século vinte foi marcante para a consolidação e desenvolvimento da Geofísica. Instituiu-se o Ano Internacional da Geofísica que representou o esforço conjunto de 27 países durante o período de 1<sup>o</sup> de julho de 1957 a 21 de dezembro de 1958, concentrados em estudos de geomagnetismo, auroras, gravidade, física da ionosfera, sismologia, entre outros.

Como em outras ciências, a Geofísica também se subdivide em ciência pura e aplicada. A ciência pura, ou Geofísica Básica, investiga temas mais acadêmicos, como a origem e evolução da

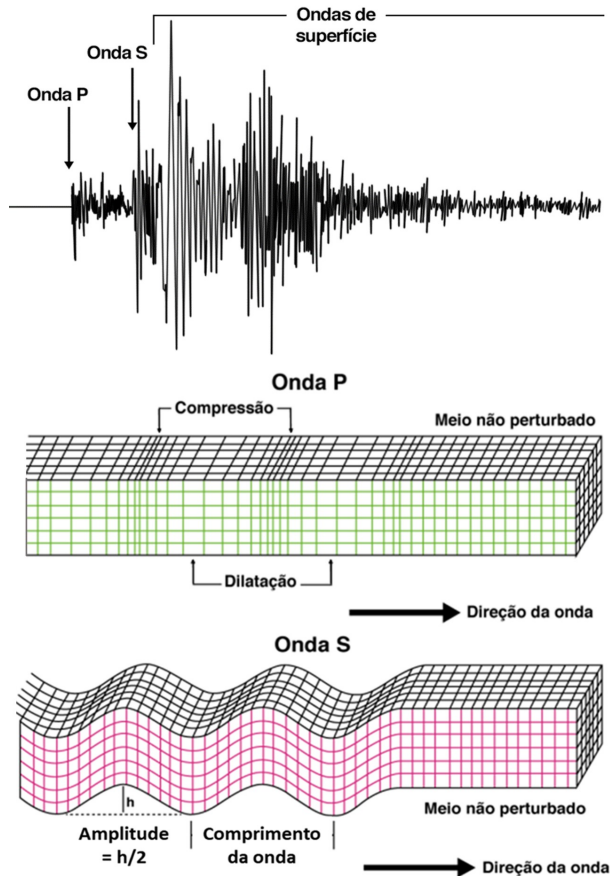
Terra, a composição química dos materiais terrestres, a estrutura e dinâmica interna, geração do campo magnético, etc. A Geofísica Aplicada, por sua vez, dedica-se a problemas de interesse econômico e ambientais, como prospecção de recursos minerais, hídricos e geotérmicos, avaliação de risco sísmico, detecção de explosões nucleares, mapeamento geológico, entre outros. Os métodos da Geofísica são aplicados também ao estudo de outros corpos do Sistema Solar.

Todas as propriedades físicas mensuráveis do planeta podem ser associadas a um método de investigação. Desta forma, temos basicamente os seguintes métodos: gravimétrico, magnético, sísmico, elétrico e eletromagnético e geotérmico. Alguns métodos como a espectrometria de raios-gama (método radiométrico) e o sensoriamento remoto, detectam apenas atributos da superfície. Os métodos elétricos conseguem investigar, em geral, apenas algumas dezenas de metros e, em casos especiais, 100 – 300 metros. Portanto são considerados métodos de investigação rasa. Vamos tratar aqui, dos métodos que trazem informações mais profundas.

## 2 Sismologia

A propagação das ondas elásticas no interior da Terra depende dos parâmetros físicos dos materiais e rochas que a constituem. Os receptores sísmicos (sismômetros) instalados na superfície, captam o retorno do sinal produzido pela fonte de energia e que foi modificado (refletido ou refratado) pelas estruturas geológicas. O campo da Sismologia estuda o estresse e suas variações no interior da Terra ou de um planeta, particularmente aqueles causados pela ruptura de camadas geológicas ao longo de falhas e por atividade vulcânica. A energia liberada nesses processos é muito grande. A escala Richter mede a energia ( $E$ ) liberada num terremoto relacionada com a magnitude. Por sua vez, a magnitude ( $M$ ) é uma medida relativa baseada nos danos produzidos por um terremoto ou da intensidade com que ele se faz sentir num determinado local. A magnitude é, em geral, avaliada numa escala de 1 a 9, mas o maior terremoto conhecido teve magnitude de 9,5 e aconteceu no Chile em 1960. Na escala Richter, a energia liberada ( $E$ ) é dada, em joules ( $J$ ), pela equação

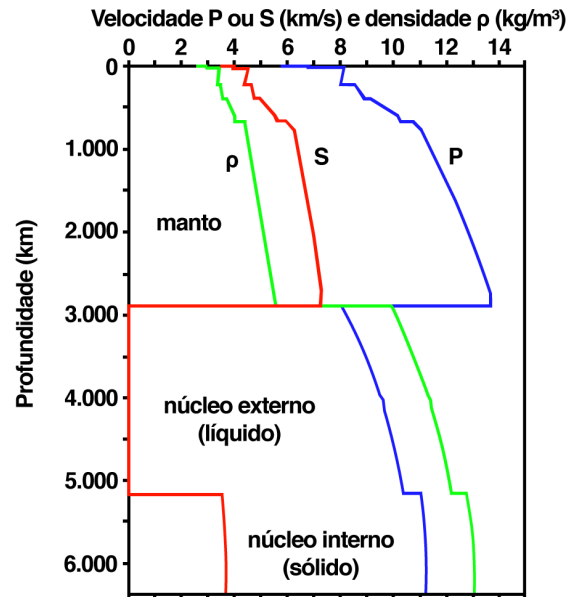
$$\log_{10} E = 4,4 + 1,5M. \quad (1)$$



**Figura 2:** Representação de um sismograma mostrando a chegada de ondas *P*, *S* e ondas superficiais. Abaixo, representação dos movimentos das ondas *P* e *S*.

Desta forma, esse terremoto liberou  $E = 4,46683 \times 10^{18}$  J. Outro terremoto ocorrido no Chile, desta vez em 2010, registrou 8,8 na escala Richter e a energia liberada foi de  $E = 3,98107 \times 10^{17}$  J. Portanto, magnitude de menos de um ponto na escala Richter equivale a energia praticamente dez vezes maior! Para se ter uma ideia, essas energias equivalem à energia de milhares de bombas atômicas.

Os terremotos liberam energia na forma de diferentes ondas sísmicas que se propagam de modos diferentes. As chamadas ondas de corpo podem atravessar as camadas mais profundas da Terra e as ondas de superfície só se deslocam sobre a superfície, como as ondulações na superfície de um lago. As ondas de corpo são do tipo longitudinais (compressionais) ou transversais (cisalhantes). As ondas longitudinais são as primeiras a chegarem num ponto de observação e, por isso, são também designadas por ondas *P*. A seguir chegam as ondas transversais ou secundárias (*S*). As ondas *S* causam deformações como ilustrado



**Figura 3:** Variação de velocidade das ondas *P* e *S* em km/s e da densidade em função da profundidade. A descontinuidade entre o manto (sólido) e o núcleo externo (líquido) é marcada pelo desaparecimento das ondas *S*, que ressurgem no núcleo interno (sólido) [1].

na Figura 2 e, por isso não se propagam em meio líquido, mas as ondas *P* se propagam em qualquer meio compressível.

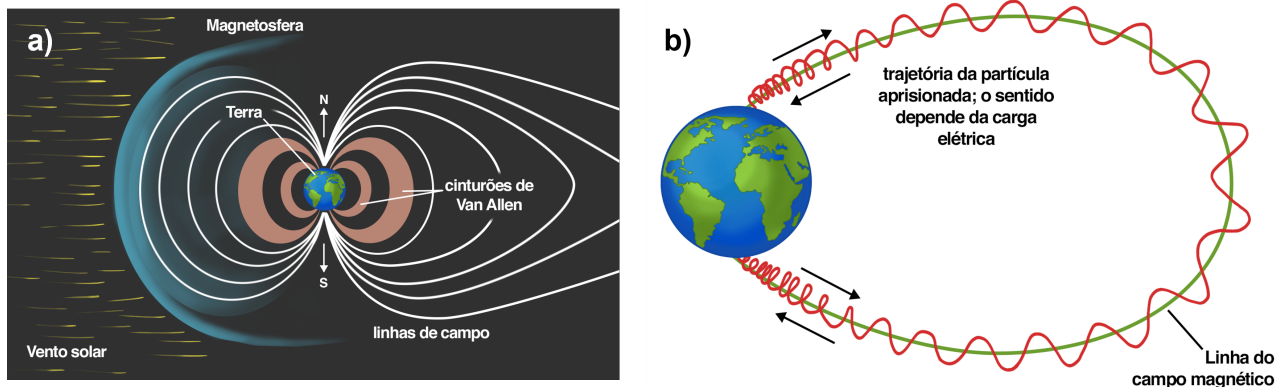
As velocidades das ondas dependem da densidade e das propriedades elásticas do meio que elas atravessam. Desta forma, a velocidade da onda *P* é definida por

$$V_P = \sqrt{K + \frac{4}{3}\mu}, \quad (2)$$

onde  $K$  é o módulo de volume, ou seja, reflete a resistência de um material à compressão, e  $\mu$  é o módulo de cisalhamento, ou seja, reflete a resistência à deformação ou cisalhamento. A velocidade das ondas *S* é dada por

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3)$$

Os parâmetros elásticos mencionados acima sofrem influência de vários fatores como a estrutura e a composição mineralógica das rochas, a porosidade e o grau de saturação por fluidos. A densidade é também afetada pela temperatura. Desta forma, as ondas sofrem variações de velocidade dependendo do meio que atravessam e da profundidade que alcançam. Desta forma, é possível definir um perfil de velocidades sísmicas do



**Figura 4:** a) Representação da magnetosfera e da localização dos cinturões de Van Allen. b) Esquema representativo do aprisionamento das partículas ionizadas do vento solar pelas linhas de força do campo geomagnético.

interior da Terra e identificar as diferentes camadas.

Como se vê na Figura 3, à profundidade de 3.000 km, as ondas *S* desaparecem porque encontram uma camada em estado líquido (o módulo de rigidez é zero). É o núcleo externo, composto essencialmente por Ferro e Níquel e onde a densidade aumenta consideravelmente em relação ao manto que é composto por silicatos (minerais com Silício na composição). As ondas *S* voltam a aparecer no núcleo interno que tem a mesma composição do núcleo externo, porém, está no estado sólido.

Os mesmos princípios são utilizados nas investigações de outros planetas. Em 04/05/2022, a sonda *Insight*, da Nasa, detectou um abalo sísmico em Marte de magnitude 5,0, o maior até então registrado. Anteriormente, já haviam sido registrados abalos menores de magnitude 4,1 e 4,2. Os abalos mais intensos permitem fazer o reconhecimento das estruturas mais profundas do planeta.

A estrutura da Lua também já foi investigada por método sísmico, através dos dados coletados pela missão *Apollo* de 1969. A reanálise dos dados com técnicas modernas permitiu identificar um núcleo semelhante ao da Terra, rico em Ferro e com uma parte interna sólida com raio de aproximadamente 241 km e a parte externa, líquida, com cerca de 330 km de raio. Foi identificada também uma camada envolvendo o núcleo que tem em sua composição elementos mais leves como Enxofre, estando parcialmente fundido. Esta camada teria cerca de 482 km. Entretanto, isto não diferencia o núcleo da Lua e o da Terra, uma vez que o refinamento das pesquisas vai in-

corporando novos detalhes à estrutura da Terra, como a camada parcialmente fundida acima do limite manto-núcleo [2].

### 3 Magnetismo da Terra

A Terra está envolta em um campo magnético cuja origem está no seu próprio núcleo. Pelo menos 90% do campo total é gerado no núcleo externo e os restantes 10% são gerados na ionosfera, camada da alta atmosfera constituída por íons. A componente externa do campo é altamente variável devido à influência contínua do Sol, causando variações diurnas (períodos de 24 horas) ou ainda mais rápidas.

Embora o campo magnético de origem interna seja fraco, com intensidade total média da ordem de 55.000 nT, de acordo com o modelo internacional (IGRF), ele ocupa um volume muito grande, estendendo-se por vários raios terrestres acima da superfície. Esse invólucro magnético é chamado de magnetosfera, mas seus limites são variáveis porque o vento solar, fluxo de partículas ionizadas que viaja a 200 – 1.000 km/s, pressionam a magnetosfera no lado iluminado da Terra. No lado noite, ao contrário, as linhas de força são carregadas e estiradas, formando uma “cauda magnética” (Figura 4a).

As partículas do vento solar são aprisionadas e desaceleradas pelas linhas de força do campo magnético, fazendo com que a Terra seja protegida contra os efeitos da radiação mais energética. Esquemáticamente esse processo pode ser visualizado na (Figura 4b). As partículas desaceleradas são aprisionadas nos chamados cinturões de radiação ou cinturão de Van Allen, em homenagem ao

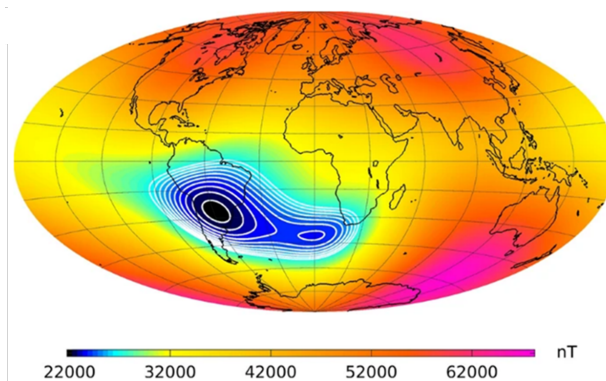
seu descobridor. Durante períodos de intensa atividade solar, ocorrem as chamadas tempestades magnéticas, que atingem toda a Terra, porque as partículas elétricas mais energéticas conseguem romper a barreira dos cinturões. Esse fenômeno causa grandes perturbações no campo magnético observado na superfície e interfere nas telecomunicações via satélite.

A interação das partículas elétricas com a alta atmosfera (entre 80 e 150 km) produz também as auroras polares. O impacto das partículas do vento solar, que têm energias de 1 – 15 keV, com os átomos da ionosfera, faz com que os elétrons sejam excitados e mudem de banda de energia. O excesso de energia será liberado na forma luminosa e produzirá uma cortina de cores. As auroras são observadas em altas latitudes, próxima aos polos, porque é para lá que as partículas do vento solar são canalizadas pelas linhas de força. O fenômeno ocorre em outros planetas do sistema solar e é indicativo da existência de um campo magnético próprio.

Na superfície da Terra o campo magnético observado é semelhante a um campo dipolar com os polos magnéticos próximos aos polos geográficos. Mas a distribuição da intensidade não é uniforme e há regiões onde a intensidade é maior ou menor que a média global. A mais notável é a região sobre o Atlântico Sul e América do Sul (Figura 5), onde a intensidade é cerca de um terço do campo médio, e é chamada de anomalia do Atlântico Sul, uma vez que quando foi descoberta, o foco encontrava-se nesse oceano. As anomalias positivas, ou seja, de maior intensidade, marcam os polos magnéticos da Terra e correspondem às regiões onde a inclinação magnética é de 90°. Esses polos estão a nordeste da América do Norte e da Antártica.

Assim como todos os elementos do campo da Terra, a anomalia se desloca para oeste e sua intensidade é variável, assim como sua forma. Atualmente, o campo magnético com um todo está enfraquecendo, mas essas flutuações são uma constante na história da Terra. Por outro lado, a diminuição de intensidade pode ser seguida por uma inversão de polaridade. A última inversão ocorreu há 780.000 anos.

Então cabe a pergunta: como sabemos que houve uma inversão de polaridade se não tínhamos observações diretas naquela época? Felizmente o magnetismo da Terra fica registrado nas

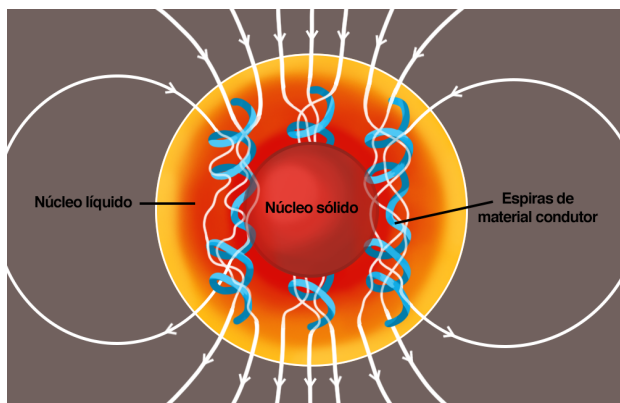


**Figura 5:** Anomalias geomagnéticas globais no ano de 2020. As regiões de maior intensidade correspondem aos polos magnéticos. Em azul, a anomalia negativa do Atlântico Sul. A intensidade  $F$  é dada em nano Teslas (nT). Créditos: Ref. [3].

rochas quando elas se formam e assim podemos recuperar essa informação. Essa área de estudo chama-se Paleomagnetismo.

As rochas têm em sua composição, minerais do grupo ferromagnético (mais precisamente ferromagnéticos) que têm a capacidade de adquirir magnetização remanente através da histerese, isto é, uma vez magnetizados, guardam a informação do campo magnetizante mesmo que este decaia a zero. Desta forma, pode-se recuperar em laboratório, a direção, sentido e intensidade do campo magnético da Terra desde o passado longínquo. Assim, sabemos que o campo todos os elementos do campo variam continuamente e que a polaridade do campo mudou inúmeras vezes, segundo um padrão aparentemente aleatório. Quando a polaridade muda, diz-se que ocorreu uma reversão e o campo se reorganiza rapidamente na polaridade oposta. Em geral, cada intervalo de polaridade dura milhares de anos até alguns milhões de anos e o tempo necessário para passar de um estado para o outro é de poucos milhares de anos.

Um campo magnético tão variável e com a capacidade de se regenerar, só pode ser produzido por um mecanismo complexo e que seja autossustentável, isto é, que disponha de fontes de energia capazes de mantê-lo em funcionamento. Esse mecanismo opera no núcleo externo da Terra e é chamado geodínamo. A liga fundida de Fe-Ni do núcleo externo deve atingir temperaturas da ordem de 4.500° – 5.500°C, formando correntes de convecção. Essas correntes, devido aos movimentos de rotação da Terra, são transformadas em espiras de material condutor que agem como eletroímãs gigantes (Figura 6).



**Figura 6:** Representação esquemática de espiras de corrente elétrica no interior do núcleo externo capazes de gerar um campo magnético dipolar.

#### 4 Gravimetria

A Gravimetria corresponde ao estudo do campo de gravidade da Terra e suas aplicações. Ela é a base da Geodésia Física que fornece informação acerca das dimensões, forma e massa da Terra. O estudo da ação gravitacional da Lua e do Sol sobre nosso planeta permite determinar como a massa se distribui no interior terrestre, como também sobre o estado de agregação dos materiais em vastas regiões do interior do planeta. Em escala local utiliza-se a estrutura fina da gravidade combinada com informações geológicas, para localizar, identificar e avaliar o potencial econômico de jazidas de minérios diversos, carvão, petróleo, sal e vários outros materiais de interesse econômico. A esta aplicação chamamos de prospecção gravimétrica.

Assim como em qualquer estudo de um fenômeno geofísico a determinação de características terrestres tais como a sua forma, suas interações com corpos do sistema solar e sua estrutura interna, só é possível através da medição do campo da gravidade terrestre. O campo da gravidade associa a cada ponto do espaço nas vizinhanças da Terra um vetor de aceleração da gravidade  $g$ . Esse vetor é caracterizado por sua intensidade  $g$ , denominada gravidade, e por sua direção, dita vertical local. A gravidade é medida por meio de gravímetros, ao passo que a direção da vertical local só é observável por métodos astronômicos, através dos quais ela é referida ao referencial celeste.

Um gravímetro é um tipo de acelerômetro que é usado para medir com precisão a força do campo gravitacional local, medindo a aceleração da gra-

vidade. Os gravímetros são equipamentos muito sensíveis construídos com uma plataforma inercial muito estável para balancear movimentos e vibrações que interferem nas medições. Existem dois tipos de gravímetros: absolutos e diferenciais ou relativos. Gravímetros absolutos medem a gravidade local em unidades absolutas (Gal). Os gravímetros absolutos são compactos e utilizados em campo. Eles funcionam medindo a magnitude do campo de gravidade total. Os gravímetros diferenciais medem pequenas variações de  $g$  entre dois pontos distintos. Assim, se a gravidade em um desses pontos for conhecida, pode-se determinar a gravidade no outro ponto.

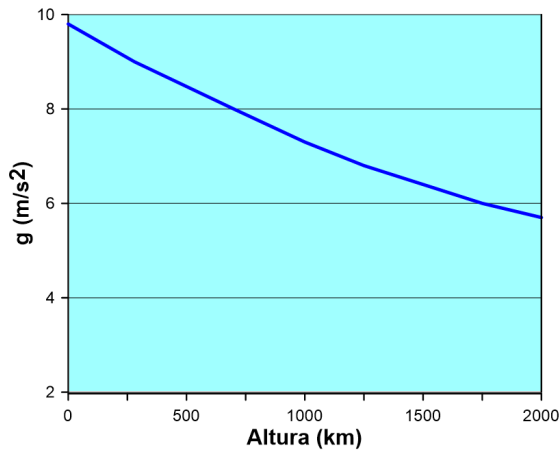
O gravímetro de queda livre foi o primeiro instrumento gravimétrico a ser usado, e foi proposto por Galileu. É baseado na equação de queda livre de um corpo, onde o espaço percorrido  $Z$  é relacionado ao tempo de percurso  $t$  pela expressão

$$Z = Z_0 + V_0 t + \frac{1}{2} g t^2. \quad (4)$$

Registrando-se as posições  $Z_1, Z_2$  e  $Z_3$  em três instantes  $t_1, t_2$  e  $t_3$ , pode-se eliminar  $Z_0$  e  $V_0$ , obtendo  $g$  a partir das grandezas observadas com bastante resolução e de forma rápida. Entretanto, por serem de difícil transporte, são restritos a laboratórios e são fundamentais para se estabelecer uma rede de estações que fornecem valores absolutos para a calibração e padronização dos valores obtidos com gravímetros diferenciais ou relativos.

Os gravímetros diferenciais estão em contínua evolução e, através de montagens e materiais diversos, dispõe-se hoje de instrumentos bastante leves, relativamente baratos, de leitura rápida e de alta resolução (tipicamente 0,01 mGal), o que os torna ideais para levantamentos gravimétricos de precisão em escala local. A unidade de medida Gal (referência a Galileo Galilei), é a unidade de aceleração usada em gravimetria. O Gal é igual a  $1 \text{ cm/s}^2$ . Como as variações de gravidade são muito pequenas, os submúltiplos são o mili-Gal (mGal) ou micro-Gal ( $\mu\text{Gal}$ ).

Sobre a superfície da Terra, a gravidade varia de ponto para ponto, devido à rotação e o achatamento da Terra, efeitos da Lua e do Sol, variações de altitude e efeitos da estrutura interna da Terra. Os diversos tipos de variações se superpõem, de modo que, quando o objetivo é o de se estudar variações da gravidade causadas pela estrutura da crosta ou do manto, é necessário eliminar todas as demais variações conhecidas.



**Figura 7:** Variação da gravidade em relação à altura acima do nível do mar.

A variação de maior amplitude é a latitudinal, causada pela rotação e achatamento terrestre, e que é descrita pela Fórmula Internacional da Gravidade, padronizada pela União Internacional de Geodésia e Geofísica. Essa fórmula expressa a gravidade de referência em mGal, ao nível do mar e em função da latitude  $\Phi$ ,

$$g(\phi) = 978031,8 + 0,0053204 \text{ sen}^2\phi - 0,0000058 \text{ sen}^2(2\phi). \quad (5)$$

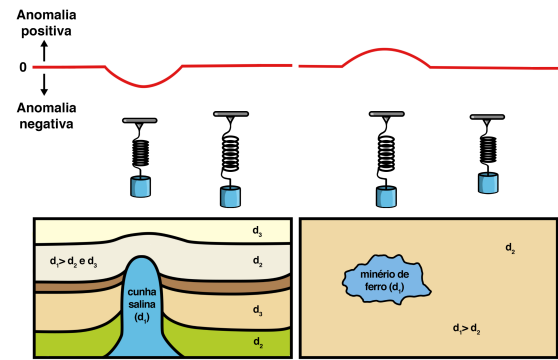
As variações da gravidade devido à ação da Lua e do Sol são deduzidas a partir da Lei da Gravitação Universal e da Segunda Lei de Newton,

$$g = \frac{GM}{(R + h)^2}. \quad (6)$$

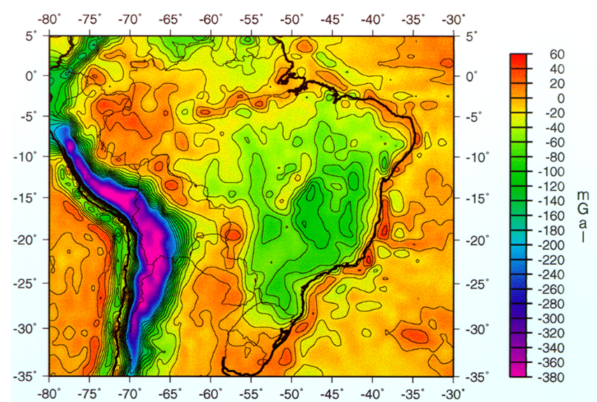
Nas proximidades da Terra, ou de qualquer outro planeta, a distância é desprezável comparada com a massa do planeta, tornando assim, a aceleração aproximadamente constante.

Quando se eliminam as variações descritas acima, o que resta é a variação devida à estrutura da crosta e do manto. Essa variação, denominada de anomalia gravimétrica, corresponde ao  $g$  previsto pela fórmula internacional da gravidade, mais as correções de maré, topografia ou altitude e outras.

As correções de altitude são duas: a correção de ar-livre, ou de Faye, e a correção de Bouguer. A primeira leva em conta que  $g$  diminui quando o gravímetro é afastado da Terra (Figura 7). Então, uma correção de 0,3086 mGal/m é adicionada para compensar a variação do campo gravitacional com a altitude acima do nível do mar ,



**Figura 8:** Anomalias positivas e negativas de gravidade geradas em duas situações diferentes, em que há contrastes de densidade.



**Figura 9:** Anomalias positivas e negativas de gravidade geradas em duas situações diferentes, em que há contrastes de densidade. Créditos: Ref. [4].

assumindo que exista somente ar entre a estação de medida e o nível do mar.

A diferença entre o valor real e o valor previsto da anomalia de gravidade, deve-se à diferença de densidade entre a Terra real e o modelo de referência, em qualquer lugar abaixo do ponto de medida. Quando a densidade é desconhecida, costuma-se usar o valor  $\rho = 2,67 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ , que é a média para as densidades da crosta superior. Neste caso, podemos considerar a anomalia Bouguer sendo:  $\delta g_B = 0,1119h \text{ mGal}$ .

As anomalias observadas recebem nomes em função das correções que foram usadas no seu cálculo. A intensidade da anomalia pode variar de valores negativos a positivos, representando as variações de densidade (Figura 8). Quanto mais denso o corpo rochoso, maior será a anomalia positiva e vice-versa. As anomalias gravimétricas de uma região são representadas usualmente na forma de um mapa de isolinhas (ou variação em cores), como na Figura 9.

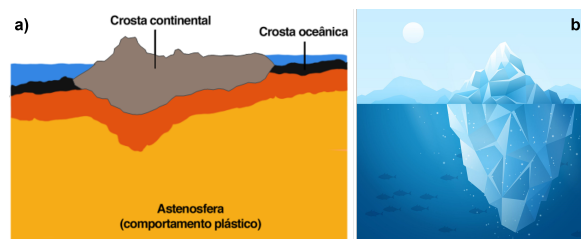
Pela inspeção visual de um mapa gravimétrico, podemos classificar as anomalias em locais, as que possuem dimensões de até dezenas de km, e as regionais, com dimensões de até milhares de quilômetros. Todas as anomalias gravimétricas são causadas por variações de densidade do material que constitui o interior da Terra, de modo que a interpretação consiste em determinar a distribuição de densidade interna que melhor explicar a anomalia observada. As anomalias com origem na crosta superior têm extensão típica de até algumas dezenas de km, e são causadas por distribuições heterogêneas de rochas com densidades distintas.

Uma observação importante a se fazer em relação ao mapa gravimétrico da Figura 9 é a existência de anomalias negativas ao longo da cadeia Andina. Com base na definição da anomalia gravimétrica de Bouguer, é de se esperar que essas anomalias teriam valores positivos e negativos, dependendo tão somente dos corpos de densidade variável presentes no interior da crosta terrestre. Por outro lado, as anomalias de ar-livre deveriam assumir sistematicamente valores positivos em regiões de maior altitude, uma vez que nesse cálculo não é levado em conta o efeito gravitacional do relevo topográfico.

Medidas gravimétricas tomadas em diferentes continentes e sob diferentes condições de relevo, revelam que de fato as anomalias de ar-livre apresentam uma nítida correlação positiva com o relevo topográfico, sendo mais positivas em regiões mais altas. No entanto observa-se também uma forte correlação negativa entre as anomalias de Bouguer e o relevo topográfico, nas regiões em que a topografia está associada a feições estruturais de grande porte, tais como grandes cadeias de montanhas e dorsais oceânicas, como mostrado na Tabela 1.

Para a região dos Alpes, onde se registram valores negativos para as anomalias de Bouguer, podemos supor que a densidade dos materiais geológicos formadores dessas montanhas seja menor que o valor médio da crosta ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ ). Admitindo que seja essa a causa da anomalia de Bouguer negativa, calculou-se a densidade média desses materiais geológicos impondo que a anomalia de Bouguer seja nula. O resultado foi um valor de densidade ( $0,82 \text{ g/cm}^3$ ) menor do que a da água!

A explicação para esse fenômeno foi dada em



**Figura 10:** (a) Isostasia e flexura litosférica com deslocamento do manto devido à carga das rochas da crosta continental. (b) Um iceberg tem um volume submerso maior que o volume exposto e desloca grande quantidade de água. Fonte: [freepik](https://www.freepik.com).

**Tabela 1:** Valor médio da anomalia de Bouguer em regiões de relevo distinto [5].

Localização das estações gravimétricas	Anomalia Bouguer típica (mGal)
áreas costeiras	+17
áreas não montanhosas	-28
áreas montanhosas	-110

1885 por George Airy e também por John Henry Pratt. Tanto a hipótese de Airy como a de Pratt assumiam um balanceamento hidrostático local. Esse balanceamento foi posteriormente denominado isostasia por Clarence Dutton em 1885. Quando uma grande quantidade de sedimentos é depositada em uma certa região, o imenso peso desses sedimentos produzirá um afundamento da crosta (Figura 10a).

Podemos fazer uma analogia com um iceberg que flutua sempre com uma significativa porção de sua massa abaixo da superfície da água (Figura 10b). Se o iceberg receber mais massa (neve) ele afundará mais. Contrariamente, se houver perda de massa pelo degelo, o iceberg subirá e irá expor uma parte que antes ficava mergulhada na água. A litosfera terrestre flutua sobre a astenosfera.

Quando grande quantidade de material é acumulado numa região, esta irá afundar no material plástico do manto, até que seu peso seja equilibrado pelo empuxo de Arquimedes (isto é, a cadeia montanhosa passa a flutuar sobre o substrato mais denso). Dessa forma, a compensação da massa do relevo visível se dá à custa da falta de massa criada pelo deslocamento de parte do material mais denso do substrato, dando lugar ao material menos denso da crosta.

A explicação acima leva ao entendimento de que a astenosfera (região do manto abaixo da li-



tosfera) embora sendo sólida, reage de forma plástica ou dúctil em longos intervalos de tempo. Da mesma forma, a litosfera sendo rígida, pode reagir de forma não-rígida quando flexiona sob o peso de uma carga e se recupera elasticamente quando a carga é removida. Este movimento é atualmente observável na Escandinávia, através de um soerguimento mensurável devido ao fim do último período glacial.

---

### Sobre os autores

M. Ernesto ([mernesto@usp.br](mailto:mernesto@usp.br)) possui graduação em Física (1973) pela Pontifícia Universidade Católica de São Paulo (PUC-SP), doutorou-se (1985) em Geofísica pela Universidade de São Paulo (USP). Realizou estágios de pós-doutorado nas Universidades de Edimburgo (Reino Unido) e Munique (Alemanha). É Professora Titular no Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Espaciais (IAG/USP) e desenvolve pesquisas na área de geomagnetismo e paleomagnetismo.

G. Caminha-Maciel ([caminha.maciel@ufsc.br](mailto:caminha.maciel@ufsc.br)) possui graduação (2003) e doutorado (2010) em Geofísica pela Universidade de São Paulo. Realizou estágios de pós-doutorado no Observatório Nacional (ON/MCTI, RJ) e na Universidade do Havaí (EUA). Foi Professor Adjunto na UNIPAMPA e atualmente é Professor Adjunto da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC).

Principais temas de pesquisa: geomagnetismo, métodos eletromagnéticos e processamento de sinais.

### Referências

- [1] A. M. Dziewonski e D. L. Anderson, *Preliminary reference Earth model*, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **25**(4), 297 (1981).
- [2] J. W. Hernlund e A. M. Jellinek, *Dynamics and structure of a stirred partially molten ultralow-velocity zone*, *Earth and Planetary Science Letters* **296**(1), 1 (2010).
- [3] C. C. Finlay et al., *The CHAOS-7 geomagnetic field model and observed changes in the South Atlantic Anomaly*, *Earth, Planets, and Space* **72** (2020).
- [4] N. de Sá, *Modelos estatísticos e representação integrada do campo de gravidade no Brasil*, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo (1989).
- [5] G. Garland, *Introduction to geophysics: Mantle, core, and crust* (W.B. Saunders & Co, Philadelphia, 1979).