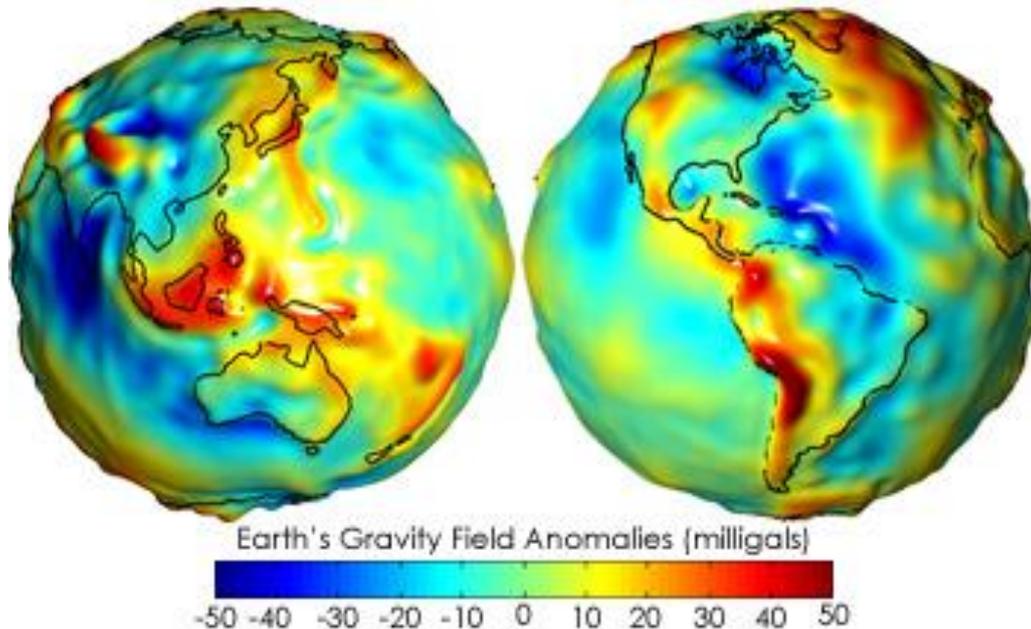


* O GEÓIDE *

Origem do texto: Wikipédia, a enciclopédia livre

Ampliação e ilustrações: Iran Carlos Stalliviere Corrêa

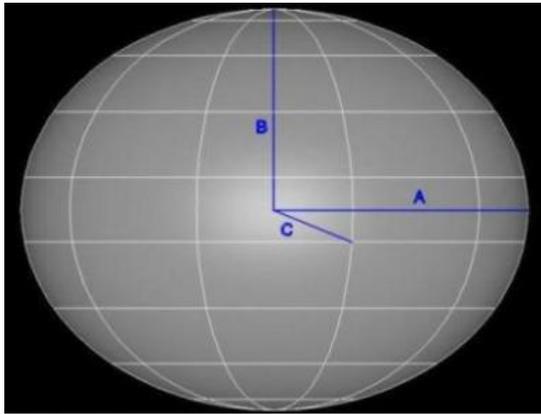
Museu de Topografia Prof. Laureano Ibrahim Chaffe



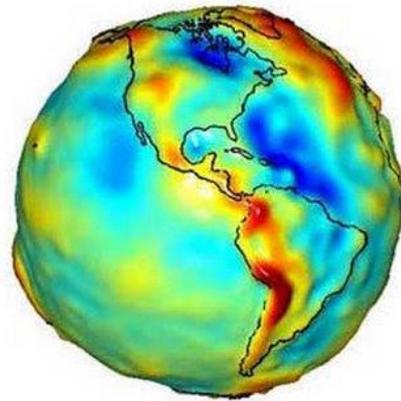
Representação gráfica das ondulações do Geóide

O **geóide** é um modelo físico da forma da Terra. De acordo com **Carl Friedrich Gauss**, é a "**figura física da Terra**", sendo, de fato 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.

A superfície do **geóide** é mais irregular do que o **elipsóide de revolução** usado habitualmente para aproximar a forma do planeta, mas consideravelmente mais suave do que a própria superfície física terrestre. Enquanto que esta última varia entre os +8.850 m (*Monte Everest*) e -11,000 ;m (*Fossa das Marianas*), o **geóide** varia apenas cerca de **±100 m** além da superfície do **elipsóide de referência**.

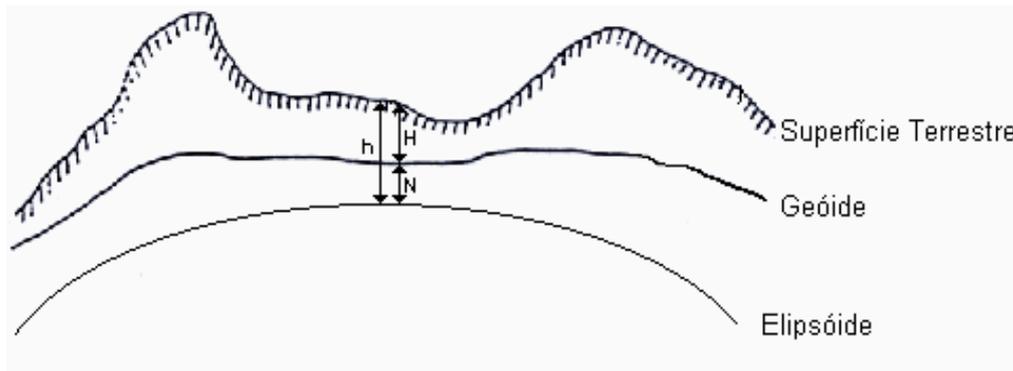


Elipsóide de Revolução



Geóide

Ao viajar no mar, não se nota as ondulações do geóide; a vertical de cada lugar é sempre perpendicular e a horizontal tangente ao geóide. Um receptor de **GPS** a bordo pode mostrar as variações de altitude relativamente a um elipsóide (*cujo centro coincide com o centro de massa terrestre*) mas não a **altitude ortométrica**, relativa ao geóide.



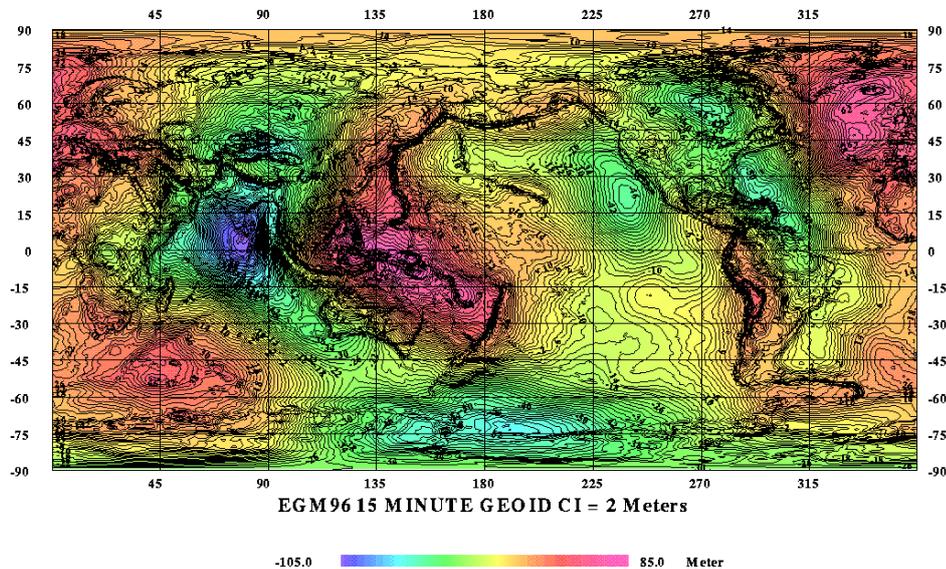
Altitude Ortométrica representada pela distância H

Representação por harmônicas esféricas

Usa-se freqüentemente **harmônicas esféricas** para obter uma expressão matemática da forma do **geóide**. Os coeficientes em uso atualmente são os do modelo **EGM96** (*Earth Gravity Model 1996*), que contém um conjunto de parâmetros até à 360ª ordem.

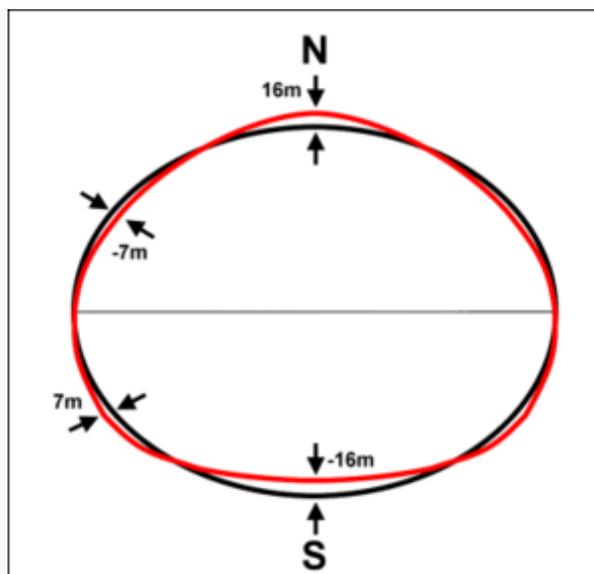
O modelo é descrito por:

$$V = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{360} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \left[\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda \right] \right),$$



Modelo EGM 96

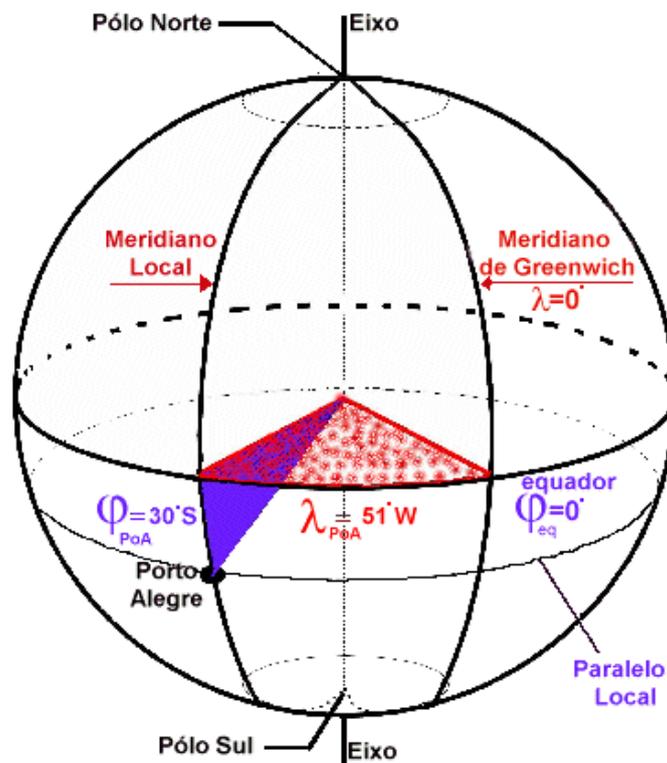
onde φ e λ são as latitude e longitude *geocêntricas*, \bar{P}_{nm} são as funções de Legendre normalizadas de grau n e ordem m , e \bar{C}_{nm} e \bar{S}_{nm} os coeficientes do modelo. Há então cerca de $\frac{1}{2}n(n+1) \approx 65.000$ diferentes coeficientes. A fórmula indica o potencial gravitacional terrestre V no ponto descrito por φ, λ, r , em que a coordenada r é o **raio geocêntrico**, ou seja, a distância ao centro da Terra.



Ondulação média do geóide relativamente ao elipsóide de referência

Elipsóide de referência

Em **geodésia**, um elipsóide de referência é uma superfície matematicamente definida que se aproxima do **geóide**, a verdadeira figura da Terra ou qualquer outro corpo planetário. Devido à sua relativa simplicidade, os **elipsóides de referência** são usados como uma superfície preferida na qual são efetuados os cálculos da rede geodésica e são definidas as coordenadas de pontos tais como **latitude**, **longitude** e **elevação**.



Medidas da Longitude e da Latitude

Propriedades do Elipsóide

Matematicamente, o **elipsóide de referência** é normalmente um esferóide achatado com dois eixos diferentes: um raio equatorial (o *semi-eixo maior* a), e o raio polar (o *semi-eixo menor* b). Mais

raramente, é usado o **elipsóide escaleno** com três eixos (*triaxial* - a_x, a_y, b), normalmente para modelar corpos não-terra. O eixo polar aqui é o mesmo do eixo de rotação, e não o pólo magnético ou orbital. O centro geométrico do elipsóide é colocado no centro de massa do corpo a ser modelado, e não o baricentro de um sistema de múltiplos corpos.

Ao se trabalhar com **geometria elíptica** são usados geralmente vários parâmetros, sendo todos funções trigonométricas da **excentricidade angular** de uma elipse α :

$$\alpha = \arccos\left(\frac{b}{a}\right) = 2 \arctan\left(\sqrt{\frac{a-b}{a+b}}\right);$$

Devido às forças de rotação, o raio equatorial é normalmente maior que o raio polar. Esta **elipticidade** (ou *achatamento*, f), determina o quanto está próximo o esferóide achatado da esfera verdadeira, sendo definido por:

$$f = \text{ver}(\alpha) = 2 \sin\left(\frac{\alpha}{2}\right)^2 = 1 - \cos(\alpha) = \frac{a-b}{a}.$$

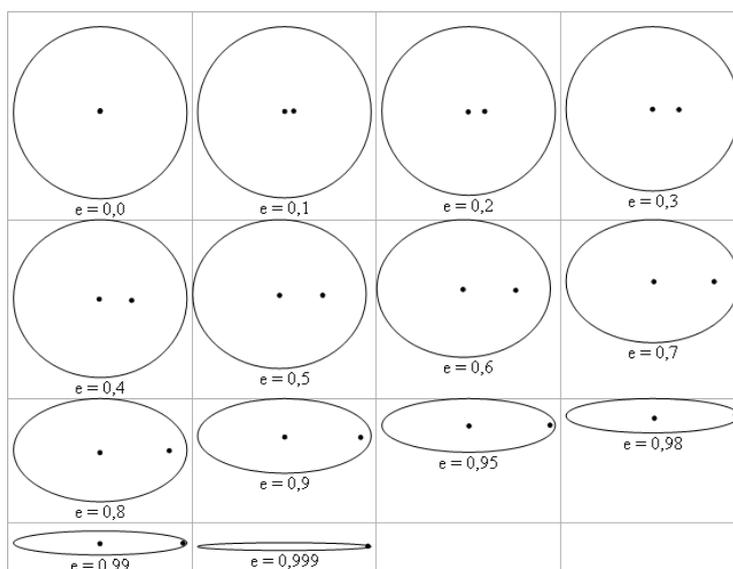
que está relacionada com a **excentricidade matemática**, e de uma elipse seccionada por:

$$e^2 = f(2-f) = \sin(\alpha)^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2}.$$

Para a Terra, f está próxima de 1/300, e está a diminuir ao longo das escalas de tempo geológicas. Em comparação, a Lua é praticamente esférica com um achatamento 0, enquanto que Júpiter tem um achatamento visível de cerca de 1/15.

Tradicionalmente define-se um **elipsóide de referência** para especificar o raio do semi-eixo equatorial a (*normalmente em metros*) e

a relação do inverso do achatamento $1/f$. O raio do semi-eixo polar é então facilmente calculado.



Relação da esfera com o elipsóide em relação ao achatamento

Coordenadas

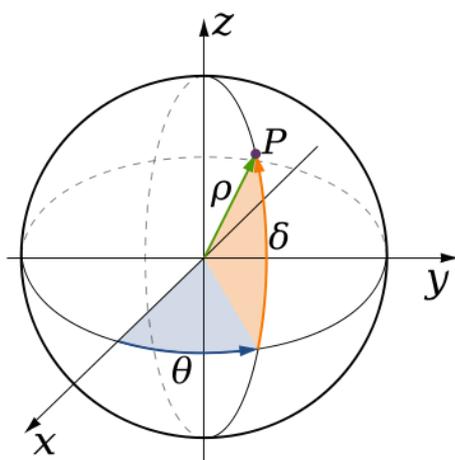
O principal uso dos **elipsóides de referência** é servir de base para um sistema de **coordenadas** de latitude (*norte/sul*), longitude (*este/oeste*) e elevação (*altura*). Por este motivo é necessário identificar o **meridiano zero**, que para a Terra é normalmente o primeiro meridiano. Para outros corpos é normalmente referenciada uma característica de referência, que para Marte é o meridiano que passa pela cratera Airy-0. É possível que diferentes sistemas de coordenadas sejam definidos sobre o mesmo elipsóide de referência.

A **longitude** é medida pelo ângulo de rotação entre o meridiano zero e o ponto medido. Por convenção na Terra, Lua e Sol são expressas em graus, variando de -180° até $+180^\circ$. Para outros corpos é utilizado o intervalo de 0 a 360° .



Meridiano Zero ou Meridiano de Greenwich

A **latitude** é medida pelo quanto se está próximo do pólo ou equador ao longo de um meridiano, e é representado por um ângulo de -90° até $+90^\circ$, onde 0° é o equador. A **latitude geográfica** é o ângulo entre o plano equatorial e a linha que é a normal ao elipsóide de referência. Dependendo do achatamento, pode ser ligeiramente diferente da **latitude geocêntrica**, que é o ângulo entre o plano equatorial e a linha que passa no centro do elipsóide. Para corpos não-Terra são utilizados de preferência os termos **planetográfico** e **planetocêntrico**.



Medida da Latitude (δ) e Longitude (θ)

As coordenadas de um ponto geodésico costumam ser denominadas como **latitude geodésica** e **longitude**, i.e., a direção no espaço da normal geodésica contendo o ponto, e a altura ***h*** do ponto sobre o elipsóide de referência. Se estas coordenadas, i.e., forem dadas a latitude ϕ , longitude λ e altura h , pode-se calcular as **coordenadas retangulares geocêntricas** do ponto da seguinte forma:

$$\begin{aligned}x &= (N + h) \cos \phi \cos \lambda, \\y &= (N + h) \cos \phi \sin \lambda, \\z &= (N(1 - e^2) + h) \sin \phi,\end{aligned}$$

onde:

$$N = N(\phi) = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}}$$

é o chamado **raio da curvatura na primeira vertical**.

A **curvatura de raio do meridiano** de um elipsóide é dado pela seguinte fórmula:

$$M(\phi) = \frac{a(1 - e^2)}{(1 - e^2 \sin^2 \phi)^{3/2}}.$$

Estas formulas têm a sua forma inversa, apesar de se envolver a álgebra. Pode-se mostrar que:

$$\begin{aligned}\lambda &= \arctan \frac{y}{x}, \\ \phi &= \arctan \frac{z + e'^2 b \sin^3 \theta}{p - e^2 a \cos^3 \theta}, \\ h &= \frac{p}{\cos \phi} - N,\end{aligned}$$

onde p , e'^2 e θ são definidas por:

$$\begin{aligned}p &= \sqrt{x^2 + y^2}, \\ e'^2 &= \frac{a^2 - b^2}{b^2},\end{aligned}$$

$$\theta = \arctan \frac{az}{bp}.$$

Devido à complexidade destas expressões, a inversão é normalmente alcançada através de um processo iterativo conhecido como método de Bowring.

Elipsóides de Referência comuns da Terra

Atualmente o **elipsóides de referência** mais usado, e que é usados num contexto de Sistema de Posicionamento Global é o **WGS84**.

Os elipsóides de referência tradicionais ou *data* (*plural do latim datum*) estão definidos regionalmente, e desse modo não são geocêntricos, como por exemplo o ED50. Os **data geodésicos** modernos são estabelecidos com ajuda do GPS e assim são geocêntricos, como por exemplo o **WGS84**.

A seguinte tabela mostra os elipsóides mais comuns:

Nome	Eixo Equatorial a (m)	Eixo Polar b (m)	Inversa do Achatamento, $1/f$
Delambre, Frankr.1810	6.376.985		308,6465
Schmidt, 1828	6.376.804,37		302,02
G.B. Airy 1830	6.377.563,4	6.356.256,91	299,3249646
Airy 1830 modificada	6.377.340,189	6.356.034,447	299,3249514
Everest (Índia) 1830	6.377.276,345		300,8017
Bessel 1841	6.377.397,155	6.356.078,965	299,1528128
Clarke 1880 /IGN	6.378.249,15		293,465 (466)
Helmert 1906	6.378.200,000	(próxima do GRS80!)	298,3
Australian Nat.	6.378.160,000		298,25
Modif. Fischer 1960	6.378.155,000	(Astro/ Mercury)	298,3

Clarke 1866	6 378 206.400	6 356 583.800	294.978 698 2
Internacional 1924	6 378 388	6 356 911.9	297.0
GRS 1980	6 378 137	6 356 752.3141	298.257 222 101
WGS 1984	6 378 137	6 356 752.3142	298.257 223 563
Esfera (6371 km)	6 371 000	6 371 000	0

Elipsóides de corpos não-terrestres

Os **elipsóides de referência** também são muito úteis no mapeamento geodésico de outros corpos planetários, incluindo planetas, os seus satélites, asteróides e núcleos de cometas. Alguns corpos bem observados como a Lua e Marte já têm elipsóides de referência muito precisos.

Para corpos de superfície rígida quase esféricos, que incluem todos os planetas montanhosos e muitas luas, os elipsóides são definidos nos termos de eixos de rotação e pela altura da superfície média excluindo qualquer atmosfera. Marte é de fato da forma oval, onde os seus raios polares norte e sul diferem de aproximadamente 6km. No entanto esta diferença é suficientemente pequena para que a média dos raios polares seja usado para definir o seu elipsóide. A Lua da Terra é efetivamente esférica, não possuindo qualquer alargamento no seu equador. Quando é possível, uma marca observável na superfície é usada quando se define um meridiano de referência.

Para planetas gasosos como Júpiter, é escolhida para superfície de um elipsóide a **fronteira isobárica de um bar**. Como não têm nenhuma característica observável permanente, as escolhas para primeiro meridiano são feitas de acordo com regras matemáticas.

Pequenas luas, asteróides e núcleos de cometas têm frequentemente formas irregulares. Para alguns destes, como as lua de

Júpiter, Io, um **elipsóide escaleno** (*triaxial*) serve melhor do que um elipsóide achatado. Para corpos altamente irregulares o conceito de elipsóide de referência não tem qualquer utilidade, pelo que então é utilizado em vez uma referência esférica e os pontos identificados pela latitude e longitude planetocêntricas. Mesmo isto pode ser problemático para corpos não convexos, tal como Eros, onde a latitude e longitude não identificam de um modo único uma localização na superfície de um ponto simples.

Representação gráfica das ondulações do Geóide

A expressão **figura da Terra** tem variados sentidos em geodésia de acordo com o sentido em que for usado e com a precisão com que o tamanho e forma da terra devem ser definidos. A superfície topográfica atual é mais aparente com a sua variedade de formas de terra e áreas de água. Isto é, de facto, a superfície sobre a qual são efetuadas as medições da Terra. Não é prático, de fato, para cálculos matemáticos exatos, pois as fórmulas que seriam necessárias para tomar em conta todas as irregularidades teriam tantas variáveis que necessitariam de uma quantidade proibitiva de cálculos. A **superfície topográfica** é geralmente um assunto de topógrafos e hidrógrafos.

O conceito pitagórico de uma **Terra esférica** oferece uma superfície simples matematicamente fácil de lidar. Muitos cálculos astronômicos e de navegação usam esta superfície para representar a Terra. Enquanto que a esfera é uma aproximação próxima da verdadeira figura da Terra e satisfatória para muitas funções, para o geodesta interessado na medição de grandes distâncias — abrangendo continentes e oceanos — é necessária uma figura mais exata. Aproximações mais precisas vão desde a modelação da forma de toda a Terra como um **esferóide achatado** ou um **elipsóide**

achatado, até ao uso de **harmónicos esféricos** ou aproximações locais em termos de elipsóides de referências locais. A idéia de uma superfície planar ou chata para a Terra, mais do que a curvatura, é ainda aceitável para levantamentos de pequenas áreas como topografia local. Levantamentos de tabelas de planos são feitos para áreas relativamente pequenas, não tendo em conta a **curvatura da Terra**. O levantamento de uma cidade pode ser muito bem calculada como se a Terra fosse um plano do tamanho da cidade. Para áreas tão pequenas, o posicionamento exato de um ponto pode ser determinado relativamente a outro sem necessidade de se considerar o tamanho ou a forma total da Terra.

Em meados do século XX, pesquisas nas geociências contribuíram para melhoramentos drásticos na precisão da figura da Terra. A utilidade primária (*e a motivação para o seu financiamento e desenvolvimento, principalmente dos militares*) desta precisão melhorada era fornecer dados geográficos e gravitacionais para os sistemas de navegação inercial dos mísseis balísticos. Este financiamento também permitiu a expansão de disciplinas geocientíficas, permitindo a criação e crescimento dos variados departamentos de geociências em muitas universidades.

Elipsóide de Revolução

Como a Terra é de fato ligeiramente achatada nos pólos e alargada no equador, a figura geométrica usada na geodésia que mais se aproxima da figura da Terra é o **elipsóide de revolução**. O elipsóide de revolução é uma figura que se pode obter pela rotação de uma elipse pelo semi-eixo menor. Um **elipsóide de revolução** que descreva a figura da Terra é chamado de **elipsóide de referência**.

Um **elipsóide de revolução** é definido apenas pela especificação de duas dimensões. Os geodestas, por convenção, usam o **semi-eixo maior** e o **achatamento**. O tamanho é representado pelo raio equatorial — o semi-eixo maior — é designado pela letra **a**. A forma do elipsóide é dada pelo achatamento **f**, que indica o quanto o elipsóide se aproxima da forma esférica. A diferença entre o elipsóide de referência representando a Terra e a esfera é muito pequena, apenas uma parte em 300 aproximadamente.

Para um tal **achatamento do elipsóide**, o raio polar da curvatura é maior que o equatorial.

$$\left(\frac{a^2}{b}\right),$$

apesar de a superfície da Terra estar mais próxima do seu centro nos pólos do que no equador. Em conversão, a vertical do equador do raio de curvatura é menor que o polar.

$$\left(\frac{b^2}{a}\right).$$

Esta circunstância tem servido como base para tentar para determinar o achatamento do elipsóide médio da Terra pelas chamadas medições de graduação.

Elipsóides históricos da Terra

Nome do elipsóide de referência	Raio Equatorial (m)	Raio Polar (m)	Achatamento inverso	Onde é usado
Everest Modificado (Malásia) Revisto por Kertau	6.377.304,063	6.356.103,038993	300,801699969	
Timbalai	6.377.298,56	6.356.097,55	300,801639166	

Esferóide Everest	6.377.301,243	6.356.100,228	300,801694993	
Maupertuis (1738)	6.397.300	6.363.806,283	191	França
Everest (1830)	6.377.276,345	6.356.075,413	300,801697979	Índia
Airy (1830)	6.377.563,396	6.356.256,909	299,3249646	Grã-Bretanha
Bessel (1841)	6.377.397,155	6.356.078,963	299,1528128	Europa, Japão
Clarke (1866)	6.378.206,4	6.356.583,8	294,9786982	América do Norte
Clarke (1880)	6.378.249,145	6.356.514,870	293,465	França, África
Helmert (1906)	6.378.200	6.356.818,17	298,3	
Hayford (1910)	6.378.388	6.356.911,946	297	Estados Unidos
Internacional (1924)	6.378.388	6.356.911,946	297	Europa
NAD 27	6.378.206,4	6.356.583,800	294,978698208	América do Norte
Krassovsky (1940)	6.378.245	6.356.863,019	298,3	Rússia
WGS66 (1966)	6.378.145	6.356.759,769	298,25	EUA/DoD
Australian National (1966)	6.378.160	6.356.774,719	298,25	Austrália
Novo Internacional (1967)	6.378.157,5	6.356.772,2	298,24961539	
GRS-67 (1967)	6.378.160	6.356.774,516	298,247167427	
SAD-69 (1969)	6.378.160	6.356.774,719	298,25	América do Sul
WGS-72 (1972)	6.378.135	6.356.750,52	298,26	EUA/DoD
Datum 73 Hayford-Gauss Militar IGeoE	6.378.388		297	Portugal (Exército)
GRS-80 (1979)	6.378.137	6.356.752,3141	298,257222101	
NAD 83	6.378.137	6.356.752,3	298,257024899	América do Norte
WGS-84 (1984)	6.378.137	6.356.752,3142	298,257223563	
IERS (1989)	6.378.136	6.356.751,302	298,257	
Funções Gerais	6.378.135	6.356.750	298,25274725275	Global

Figuras mais complicadas

A hipótese de que o equador da Terra seja uma **elipse** em vez de um **círculo** e assim que o elipsóide seja triaxial tem sido uma matéria de controvérsia científica durante muitos anos. Os desenvolvimentos técnicos modernos têm fornecido novos e mais rápidos métodos de recolha de dados e desde o lançamento do primeiro Sputnik soviético, os dados orbitais têm sido usados para investigar a teoria da elipticidade.

Uma segunda teoria, mais complicada que a triaxialidade, proposta que observou longas variações periódicas dos primeiros satélites artificiais da Terra, indicam uma **depressão adicional** no pólo sul acompanhado de um "**inchaço**" da mesma magnitude no pólo norte. Também se descobriu que as latitudes médias do **hemisfério norte** eram **ligeiramente achatadas** e que as latitudes médias do **hemisfério sul** "**inchavam**" na mesma razão. Este conceito sugeriu que a Terra tinha ligeiramente a **forma de pêra** e foi assunto de grande discussão pública. A geodésia moderna tende a manter o elipsóide de revolução e a tratar a triaxialidade e a forma de pêra como parte da figura do geóide: elas são representadas pelos coeficientes harmônicos esféricos C_{22}, S_{22} e C_{30} respectivamente, correspondendo ao grau e números de ordem 2,2 para a triaxialidade e 3,0 para a forma de pêra.

Geóide

Existe outra superfície envolvida na medição geodésica: o **geóide**. Num levantamento geodésico, o cálculo das coordenadas geodésicas dos pontos é frequentemente efetuada sobre um elipsóide de referência como uma aproximação do tamanho e forma da Terra na área a ser levantada. As medições atuais feitas na superfície da Terra com instrumentos específicos são no entanto **referidos ao geóide**. O elipsóide é uma superfície regular matematicamente definida com dimensões específicas. No entanto, o **geóide** coincide com a superfície onde os oceanos estariam sobre todo o planeta Terra se estivesse livre para ajustar o efeito combinado da atração de massas (*gravidade*) e a força centrífuga da rotação da Terra. Como resultado desta distribuição desigual das massas da Terra, a superfície do **Geóide é irregular**, e como o elipsóide é uma superfície regular, a separação das duas, referidas como ondulação do geóide, alturas do geóide ou separação do geóide, também são irregulares.

O **geóide** é uma superfície ao longo do qual o potencial da gravidade é em qualquer ponto constante e para o qual a direção da gravidade é sempre perpendicular. Este último é particularmente importante pois os instrumentos ópticos que contêm os dispositivos de nivelamento são frequentemente usados para fazer medições geodésicas. Quando devidamente ajustadas, o eixo vertical do instrumento coincide com a direção da gravidade, e assim, perpendicular com o geóide. O ângulo entre o fio-de-prumo que é perpendicular ao geóide (*às vezes chamado de "vertical"*) e a perpendicular ao elipsóide (*às vezes chamado de "normal do elipsóide"*) é definido como **desvio da vertical**. Tem duas componentes: uma este-oeste e uma norte-sul.

Correlação para Geofísica e Geologia

Rotação da Terra e Interior da Terra

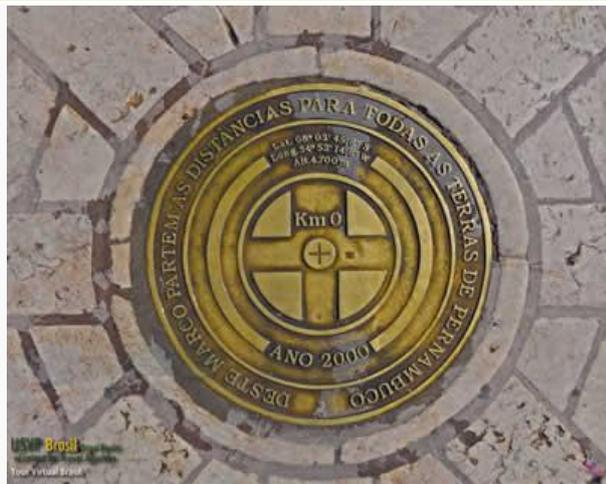
A determinação da **figura exata da Terra** não é apenas uma operação geodésica ou uma tarefa da geometria, mas também está relacionada com a geofísica. Se não se tiver em conta o interior da Terra, podemos declarar uma "**densidade constante**" de $5,515\text{g/cm}^3$ e, de acordo com argumentos teóricos, um tal corpo a rodar como a Terra teria um achatamento de **1/230**.

De fato o achatamento medido é de **1/298.25**, o que é mais semelhante a uma esfera e um forte argumento de que o núcleo da Terra é **muito compacto**. Assim a densidade tem de ser uma função da profundidade, tendo $2,7\text{g/cm}^3$ à superfície (*densidade das rochas de granito, arenito, etc.*) a até cerca de 15g/cm^3 no núcleo interno. A sismologia moderna dá um valor de 16g/cm^3 (*ferro ou hidrogênio*) no centro da Terra.]

Campo Gravítico Regional e Global

Outra implicação da exploração física do interior da Terra é o campo gravitacional que pode ser medido com grande precisão à superfície e por satélites. A vertical verdadeira não corresponde a um vertical teórico (*de fato tem um desvio entre 2" e 50"*) devido a que a topografia e as **massas geológicas** estão a perturbar ligeiramente o campo gravitacional. Assim, o grosso da estrutura da crosta terrestre e manto pode ser determinada por modelos geodésicos-geofísicos do subsolo.

Rede geodésica

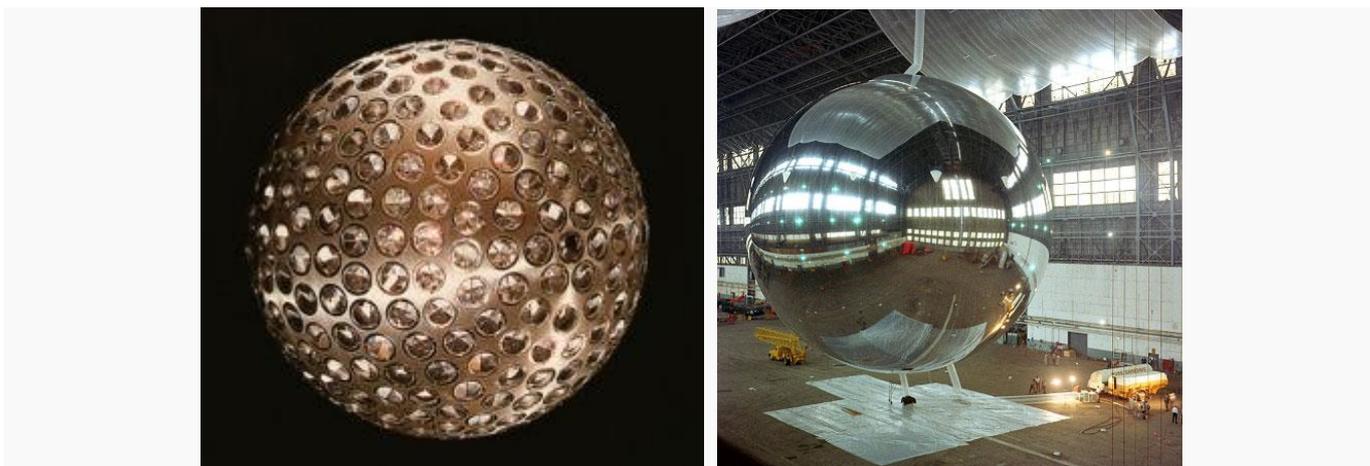


Marco geodésico (Marco zero) de São Paulo- Praça da Sé e de Recife – Centro Histórico

Uma **rede geodésica** é uma rede de triângulos que são medidos com exatidão a partir de técnicas de levantamento terrestres ou por geodésia espacial. Na "**geodésia clássica**" (*até à década de 1960*) esta é feita por triangulação, baseada na medição de ângulos e de algumas distâncias, sendo que a orientação precisa do **Norte Geográfico** é efetuada por métodos de **Astronomia geodésica**. Os instrumentos mais usados são os teodolitos e os taqueômetros, que hoje em dia estão equipados por distanciômetros de infravermelhos para medição de distâncias, bases de dados, sistemas de comunicação e parcialmente por ligações satélite.

No início da década de 1960, foi introduzida a medição eletrônica de distâncias (**MED**), quando os primeiros protótipos se tornaram suficientemente pequenos para serem manuseados em trabalhos de campo. A **MED** aumentou a precisão das redes até 1 parte por milhão (*1 cm por cada 10 km e atualmente já é 10 vezes melhor*), e também tornou os levantamentos muito mais econômicos e rápidos. Quando se iniciou o uso de satélites para uso da geodésia, com por exemplo os satélites **Echo I e II** e o **Pageos**. Através dessas sondas espaciais, foi

possível a determinação de redes globais, que mais tarde vieram a provar a teoria da tectônica de placas.



Satélites geodésicos Lageos e o Pageos

Um melhoramento importante foi a introdução de **satélites a rádio** e eletrônicos como o **Geos A** e **B** (1965-1970), do **Sistema Transit** (*usando o efeito Doppler*) 1967-1990 — que foi o predecessor do **GPS** — e as técnicas a laser como o **Lageos** (EUA) ou **Starlette** (França). Apesar destas técnicas espaciais, as pequenas redes para cadastro e levantamentos topográficos são usadas principalmente para medições terrestres, mas na maioria dos casos essas redes são fechadas e unidas às redes nacionais e globais através da geodésia espacial.

Entretanto, estão atualmente em órbita várias centenas de **satélites geodésicos**, complementados por um enorme número de satélites de detecção remota — e também pelos sistemas de navegação **GPS** e **Glonass**, aos quais se seguirá o sistema de satélites europeu **Galileo em 2008**. Hoje em dia as redes geodésicas são muito mais flexíveis e econômicas que as redes terrestres, sendo que até já se discute a própria existência de redes de pontos fixos em marcos geodésicos, embora irão com certeza continuar a existir ao menos nem

que seja por razões administrativas e legais a escalas locais e regionais.

No entanto as redes mundiais não podem ser definidas como fixas, devido à **Geodinâmica** que leva ao deslocamento das posições de todos os continentes em razões de **2 a 20 cm por ano**. Dessa forma, as redes globais modernas como a **ETRF** ou **ITRF** mostram não só as coordenadas dos seus "**pontos fixos**", como também as suas **velocidades anuais**.



Satélite GPS do bloco IIR e Satélite do Sistema Galileu

Referências

1. <http://www.mathworks.com/access/helpdesk/help/toolbox/aeroblks/ecefpositiontolla.html>
2. http://www.microem.ru/pages/u_blox/tech/DataConvert/GPS.G1-X-00006.pdf

Comissão Europeia 2000, *Sistemas de Referência Espaciais para a Europa*.

P. K. Seidelmann et. al. 2005. "Report of the IAU/IAG Working Group on Cartographic Coordinates and Rotational Elements: 2003," *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 91, pp. 203-215.

OpenGIS® Implementation Specification for Geographic information - Simple feature access - Part 1: Common architecture, Annex B.4. 2005-11-30