

Capítulo 3 – Métodos magnético e gravimétrico

3.1 Histórico (Magnetismo)

As propriedades magnéticas de certos minerais e rochas há muito tempo são conhecidas. Tem-se a noção, hoje em dia, que séculos antes da Era Cristã gregos conheciam um mineral chamado "Lodestone", óxido de ferro, da região de Magnésia. Sabe-se também que chineses usavam uma espécie de bússola rústica por volta do ano 2700 a.C. feitas com esse mesmo mineral. Mas o primeiro uso prático que se tem notícia ocorreu por volta do ano 1100 d.C. quando as bússolas passaram a ser usadas na navegação.

O primeiro trabalho científico sobre o assunto só foi apresentado séculos mais tarde, mais precisamente no ano de 1600, quando *William Gilbert* fez uma analogia do comportamento da Terra a um grande ímã. Em 1640, na Suécia, fez-se um trabalho de prospecção com o propósito de se achar depósitos ferríferos com o uso de bússolas náuticas. Tais medidas obtidas consistiam da variação da declinação magnética (Luiz Gouveia & Silva, 1995)

No séc. XIX, Oersted descobre a relação entre eletricidade e magnetismo; Ampere determinou que duas bobinas carregando corrente elétrica agem como ímãs; Arago descobre que o ferro pode ser magnetizado e Faraday afirma que eletricidade pode ser gerada trocando o fluxo magnético dentro de uma bobina. Até o final do séc. XIX outras descobertas e invenções de novos instrumentos foram capazes de medir variações das componentes horizontal e vertical do campo magnético e sua inclinação.

E essa evolução não parou, durante todo o séc. XX até hoje ímãs de maior capacidade e tecnologia de ponta são desenvolvidos usando para isso novas ligas principalmente da família dos elementos químicos Terras Raras.

3.1.1 Fundamentos

As substâncias existentes no planeta reagem de maneira diferente umas das outras quando são submetidas a um campo magnético. Algumas dessas substâncias são atraídas e outras repelidas. As substâncias que são atraídas recebem a denominação de **paramagnéticas** e as que são repelidas são chamadas de **diamagnéticas**. As diamagnéticas quando são expostas a um campo magnético, devido ao baixo valor de susceptibilidade magnética dessas substâncias, adquirem uma magnetização de intensidade bastante fraca e de sentido contrário ao do campo, caracterizando à susceptibilidade um sinal negativo. Como exemplo de minerais e rochas diamagnéticas têm-se a grafita, quartzo, feldspatos, anidrita e mármore (Luiz Gouveia & Silva, 1995), além de substâncias como o zinco, bismuto, cloreto de sódio, ouro e o mercúrio (www.scite.pro.br).

As paramagnéticas têm uma magnetização fraca por causa de sua baixa susceptibilidade, mas tem o sentido igual ao do campo, produzindo uma pequena atração caracterizada com o sinal positivo. Como exemplo de rochas e minerais paramagnéticos têm-se o gnaiss, dolomita, sienito, olivina, piroxênio, biotita, pirita etc (Luiz Gouveia & Silva, 1995), além das substâncias madeira, alumínio, platina, oxigênio e sulfato de cobre (www.scite.pro.br). Tanto as diamagnéticas quanto às paramagnéticas apresentam susceptibilidade constante.

Entre as paramagnéticas existem umas substâncias que apresentam magnetização espontânea e são chamadas **ferromagnéticas**. Isso ocorre porque elas têm susceptibilidade magnética muito elevada, mas de forma não constante dependendo da intensidade do campo externo, o que lhes confere uma magnetização extremamente forte no mesmo sentido do campo.

A temperatura a partir da qual um material perde a sua característica ferromagnética e passa a se comportar como paramagnético é denominada de *temperatura de Curie*.

Dentre os minerais magnéticos, os mais importantes são: a magnetita, que é de grande destaque porque possui uma susceptibilidade que chega a ser 10

vezes maior que a dos outros minerais magnéticos, a ilmenita, a pirrotita, a hematita entre outros de menor importância (Tabela 1). A presença destes minerais magnéticos na composição da rocha é que causa a sua magnetização, e sendo a magnetita o mineral “mais magnético” não é de se espantar que as principais anomalias estejam associadas à presença da magnetita nas rochas (Telford et al., 1990).

MINERAIS	VARIAÇÃO X10 ⁶ meu	MÉDIA X ⁶ emu
Grafita [C]	-	-8
Quartzo [SiO ₂]	-	-1
Anidrita [CaSO ₄]	-	-1
Carvão [C]	-	2
Calcopirita [CuFeS ₂]	-	32
Esfalerita [ZnS]	-	60
Cassiterita [SnO ₂]	-	90
Pirita [FeS ₂]	4-420	130
Limonita [FeO(OH).nH ₂ O]	-	220
Arsenopirita [FeAsS]	-	240
Hematita [Fe ₂ O ₃]	40-3000	550
Cromita [FeCr ₂ O ₄]	240-9400	600
Franklinita [óxido de (Fe Zn, Mn)]	-	36000
Pirrotita [FeS]	10 ² -5 x 10 ⁵	125000
Ilmenita [FeTiO ₃]	2,5 x 10 ⁴ -3x10 ⁶	1,5 x 10 ⁵
Magnetita [Fe ₃ O ₄]	10 ⁵ -1,6x10 ⁶	5x10 ⁵

Tabela 01 – Suscetibilidade magnética de alguns minerais (Luiz, J.G & Silva, L.M.C. 1995).

As rochas ígneas possuem um maior magnetismo, principalmente as básicas. Já o magnetismo das rochas metamórficas depende de seus protólitos. As rochas sedimentares possuem os mais baixos valores (com exceção das formações ferríferas e dos folhelhos) (Tabela 2).

ROCHAS	VARIAÇÃO X 10⁶ emu	MÉDIA X10⁶ meu
Sedimentares:		
<i>Dolomita</i>	0-75	10
<i>Calcário</i>	2-280	25
<i>Arenito</i>	0-1660	30
<i>Folhelho</i>	5-1480	50
ROCHAS	VARIAÇÃO X 10⁶ emu	MÉDIA X10⁶ meu
Metamórficas:		
<i>Anfibolito</i>	-	60
<i>Xisto</i>	25-240	120
<i>Filito</i>	-	130
<i>Gnaisse</i>	10-2000	-
<i>Quartzito</i>	-	350
<i>Ardósia</i>	0-3000	500
Ígneas:		
<i>Granito</i>	0-4000	200
<i>Riolito</i>	20-3000	-
<i>Dolerito</i>	100-3000	1400
<i>Diabasio</i>	80-13000	4500
<i>Gabro</i>	80-7200	6000
<i>Basalto</i>	20-14500	6000
<i>Diorito</i>	-	7000
<i>Piroxenito</i>	7600-15600	10500
<i>Peridotito</i>	-	13000
<i>Andesito</i>		13500

Tabela 02 – Suscetibilidade magnética das principais rochas (Luiz, J.G & Silva, L.M.C. 1995).

A magnetização presente nas rochas é classificada como magnetização induzida, se ela é provocada pelo campo atual da Terra, ou como magnetização

remanescente ou residual, se ela é adquirida ao longo da história geológica da rocha.

3.1.2 O campo magnético

O campo magnético da Terra é semelhante ao de um ímã de barra, mas essa semelhança é superficial. O campo magnético de um ímã de barra, ou qualquer outro tipo de ímã permanente, é criado pelo movimento coordenado de elétrons (partículas negativamente carregadas) dentro dos átomos de ferro. O núcleo da Terra, no entanto, é mais quente que 1043 K, a temperatura ponto Curie, em que a orientação dos orbitais do elétron dentro do ferro torna-se aleatória. Tal distribuição caótica tende a fazer a substância perder seu campo magnético. Portanto, o campo magnético da Terra não é causado por depósitos magnetizados de ferro, mas em grande parte por correntes elétricas do manto líquido.

Isso pode ser explicado pela teoria do dínamo desenvolvida nos anos 40, que diz que sua origem é interna, ou seja, o campo está relacionado a correntes elétricas produzidas em função do movimento do núcleo líquido e metálico do interior do planeta que é constituído principalmente por ferro e níquel. O funcionamento do geodínamo depende da evolução interna do planeta, porque a convecção no núcleo está relacionada com a taxa de resfriamento, que gera um fluxo de calor de regiões mais quentes pra regiões menos quentes. A rotação do planeta também exerce influência neste fluxo convectivo que ocorre de forma espiralada alinhando-se com o eixo de rotação da Terra, que amplifica o movimento helicoidal. Este fluxo gera correntes elétricas que por sua vez geram um campo magnético. Concentrações de minerais magnéticos localizados na crosta contribuem, de forma local, aos valores normais do campo.

Fontes externas à Terra também causam distúrbios no campo magnético. Esses distúrbios são em decorrência de correntes elétricas que fluem em uma camada gasosa parcialmente ionizada chamada de ionosfera, resultante da interação entre o campo magnético gerado no interior do planeta, as camadas gasosas ionizadas, que situam-se acima da superfície terrestre, e o vento solar.

A Terra pode ser considerada um ímã gigantesco. O campo magnético terrestre pode ser aproximado pelo campo produzido por um momento de dipolo localizado no seu centro. Sendo um dipolo, apresenta intensidade, direção e dois pólos.

Por convenção, chamamos de pólo norte da agulha magnética aquele que aponta para a região próxima do pólo norte geográfico, sendo a mesma coisa para o pólo sul.

Os pólos norte e sul geográficos, definidos pelo eixo de rotação da Terra em torno de si mesmo, não estão localizados na mesma posição que os pólos magnéticos, definidos pelo eixo de simetria do campo magnético da Terra

Os pólos geográficos são fixos na Terra, enquanto os magnéticos mudam de posição com o tempo.

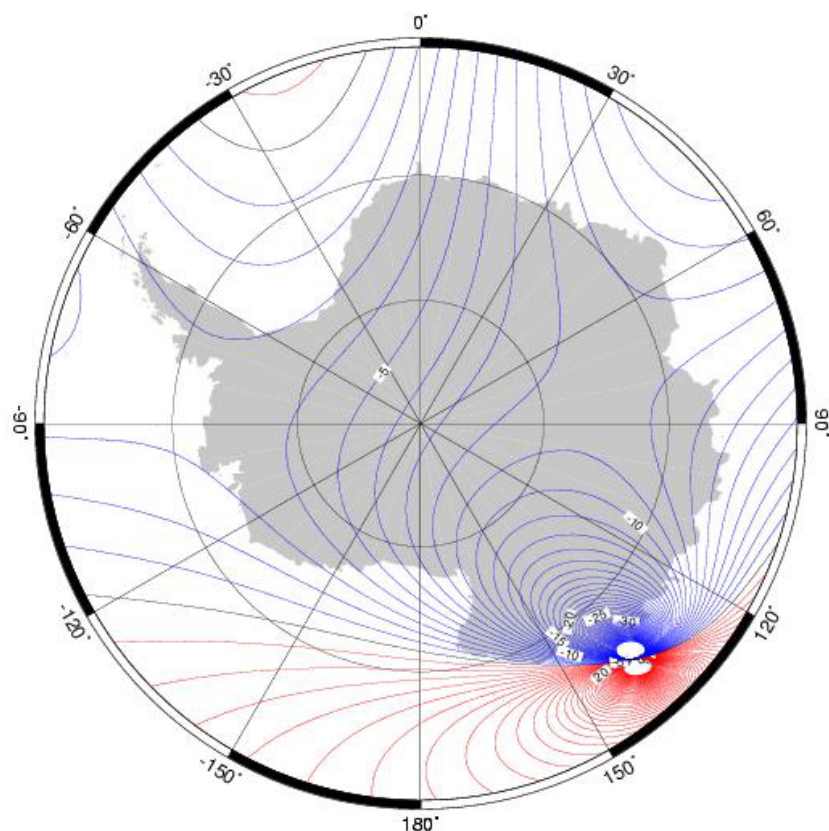


Figura 17 - Mapa do continente antártico mostrando a posição do pólo sul geográfico, e a posição do pólo sul magnético em 2005. Os pólos magnéticos mudam de posição com o tempo (British Geological Survey).

Em vários locais da Terra, os pólos geográfico e magnético têm seus sentidos coincidentes. Na maioria dos lugares, entretanto, forma-se um ângulo entre a direção do pólo geográfico, ou pólo verdadeiro, e a direção indicada pela bússola. Este ângulo é chamado de **declinação magnética**. Essa declinação é representada em mapas. É importante notar que esse tipo de mapa é datado, pois a localização dos pólos magnéticos se altera com o tempo.

As linhas mostram a declinação magnética média. Numa escala maior, representando regiões menores, elas podem ter traçados muito irregulares, por causa das condições geológicas da região. Nas proximidades das jazidas de ferro, por exemplo, o sentido do campo magnético terrestre é fortemente alterado.

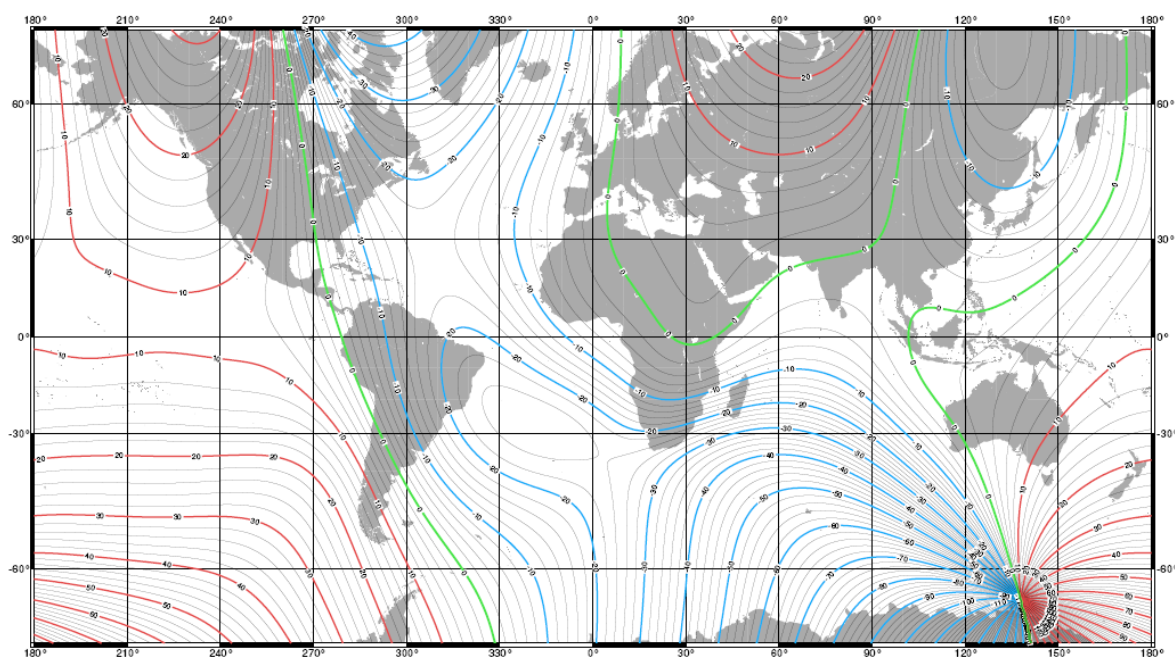


Figura 18 - Mapa global mostrando os valores das declinações magnéticas para o ano de 2005 (British Geological Survey).

Além da declinação magnética, a configuração do campo magnético causa outro efeito, a **inclinação magnética**. A agulha da bússola não se mantém na horizontal, mas permanece inclinada. Essa inclinação só pode ser vista com a utilização de bússolas especiais.

A inclinação magnética é mais acentuada nas regiões de maior latitude, próximas aos pólos magnéticos. Enquanto em São Paulo ela é de cerca de 20° com o pólo norte da bússola apontando para cima, perto dos pólos magnéticos essa inclinação é próxima de 90° , pois nessas regiões a direção do campo magnético é praticamente vertical.

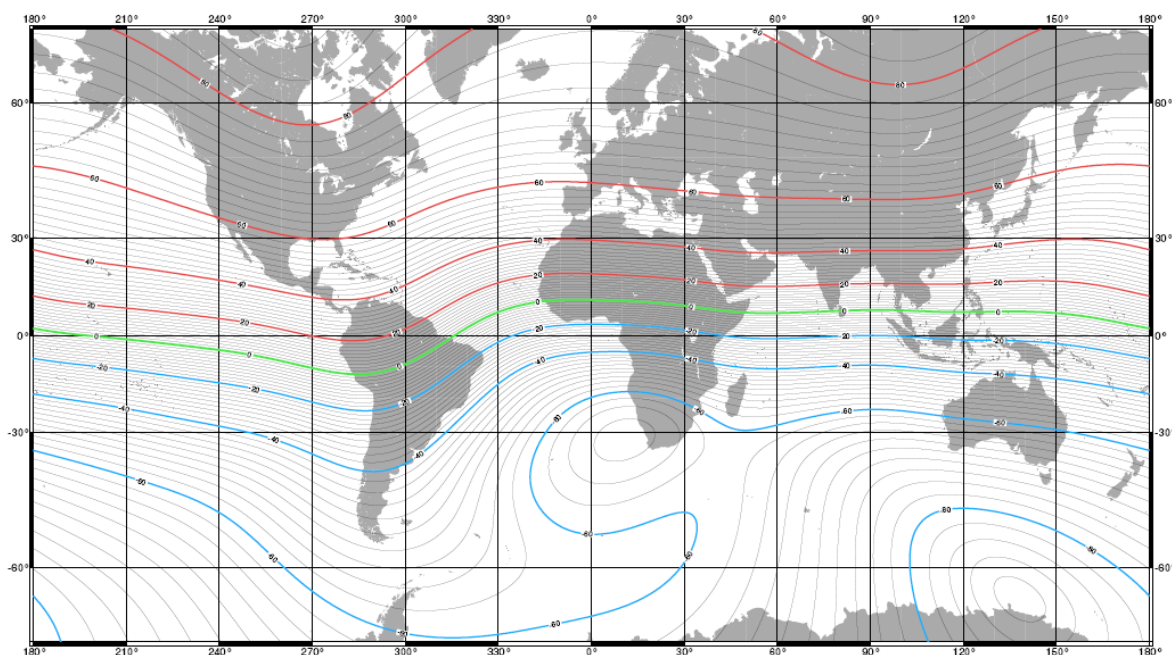


Figura 19 - Mapa global mostrando os valores das inclinações magnéticas para o ano de 2005 (British Geological Survey).

O valor do campo magnético terrestre varia aproximadamente 0,3 oersted (30.000 nanotesla) no equador a 0,6 oersted (60.000 nanotesla) nos pólos. Mas a unidade mais comumente utilizada na Geofísica é o nanotesla, porque as anomalias apresentam amplitudes com valores muito inferiores aos valores normais do campo magnético terrestre. Por isso é mais conveniente o uso da nanotesla (nT) que é do *SI* e que equivale a 10^5 oersted. A unidade gama (γ) do *cgs* já foi muito empregada mas caiu em desuso. O seu valor é o mesmo da nanotesla.

As diversas propriedades magnéticas das rochas sub-superficiais podem causar alterações no campo magnético terrestre de um lugar para outro. Além disso, podemos notar num mesmo local, de uma época para outra, variações magnéticas.

Três tipos de variações magnéticas ocorrem no planeta, e estão relacionadas à dinâmica que ocorre no interior da Terra e às interações com o Sol.

Existe a “**Varição Secular**” que é medida há séculos e está relacionada com a variação da declinação e inclinação do campo geomagnético. Estudos realizados durante 400 anos (anos de 1500 a 1900 – Boyd 1999) comprovaram em uma estação Britânica que a declinação variou 37 graus enquanto a inclinação variou 13 graus no decorrer desses 4 séculos. A fonte da **variação secular** está relacionada com a geração do campo magnético no núcleo externo da Terra. Através de observações feitas nos observatórios em todo o mundo, modelos são construídos para se entender e quantificar esta variação temporal através dos tempos. A partir disto tem-se o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), campo de referência geomagnético internacional. Baseado neste modelo é possível prever o valor do campo magnético terrestre em qualquer ponto da superfície da Terra, tanto agora como nas décadas passadas.

Um outro tipo são as “**variações diurnas**”, que são pequenas oscilações sofridas pelo campo magnético ao longo do dia. É da ordem de 20 nT, sendo caracterizada por altas frequências e sua fonte está relacionada com correntes elétricas na ionosfera controladas pela atividade solar. Os levantamentos geofísicos são muito afetados por esse evento, daí a necessidade de remover tal variação. Elas são mais pronunciadas no Equador e mais suaves nos pólos.

Assim como as variações diurnas, as **tempestades magnéticas** também são regidas pela atividade solar, mas a diferença é que pode ocorrer em pulsos de curto período de tempo da ordem de horas e minutos e durar por dias. São geradas durante a atividade explosiva do sol e podem ter grandes amplitudes, acima de 1000 nT.

Medições feitas num determinado lugar, durante um longo período de tempo, mostram que o campo magnético sofreu tanto mudanças rápidas, algumas vezes cíclicas, quanto mudanças lentas. Entretanto, a velocidade da variação é imprevisível, já que nem a intensidade, nem a direção das variações são constantes.

A localização dos pólos não é estática, mas sim chega a oscilar várias milhas por ano. Os dois pólos oscilam independentemente um do outro e não estão em posições diretamente opostas no globo. Atualmente o pólo sul magnético dista mais do pólo sul geográfico que o pólo norte magnético do pólo norte geográfico.

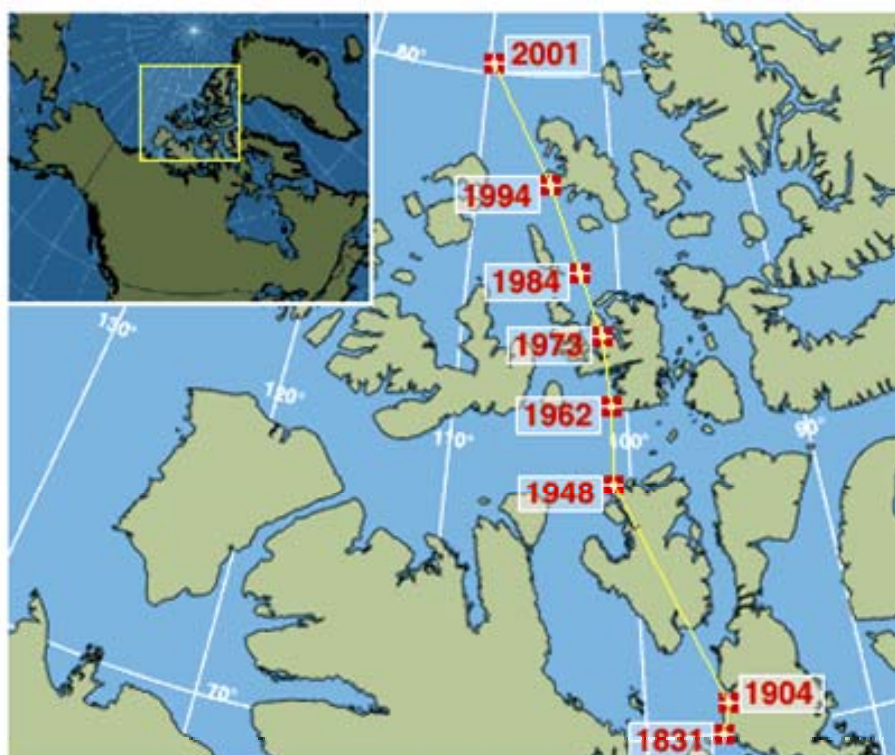


Figura 20 – Variação da localização do Norte Magnético desde 1831 até 2001.

Pólo Magnético Norte	(2001) 81°18' N 110°48' W	(2004) 82°18' N 113°24' W
Pólo Magnético Sul	(1998) 64°36' S 138°30' E	(2004) 63°30' S 138°0' E

Tabela 03 -Em coordenadas geográficas, as últimas variações do Norte e Sul magnéticos (fonte: <http://kvaleberg.com/extensions/mapsources>)

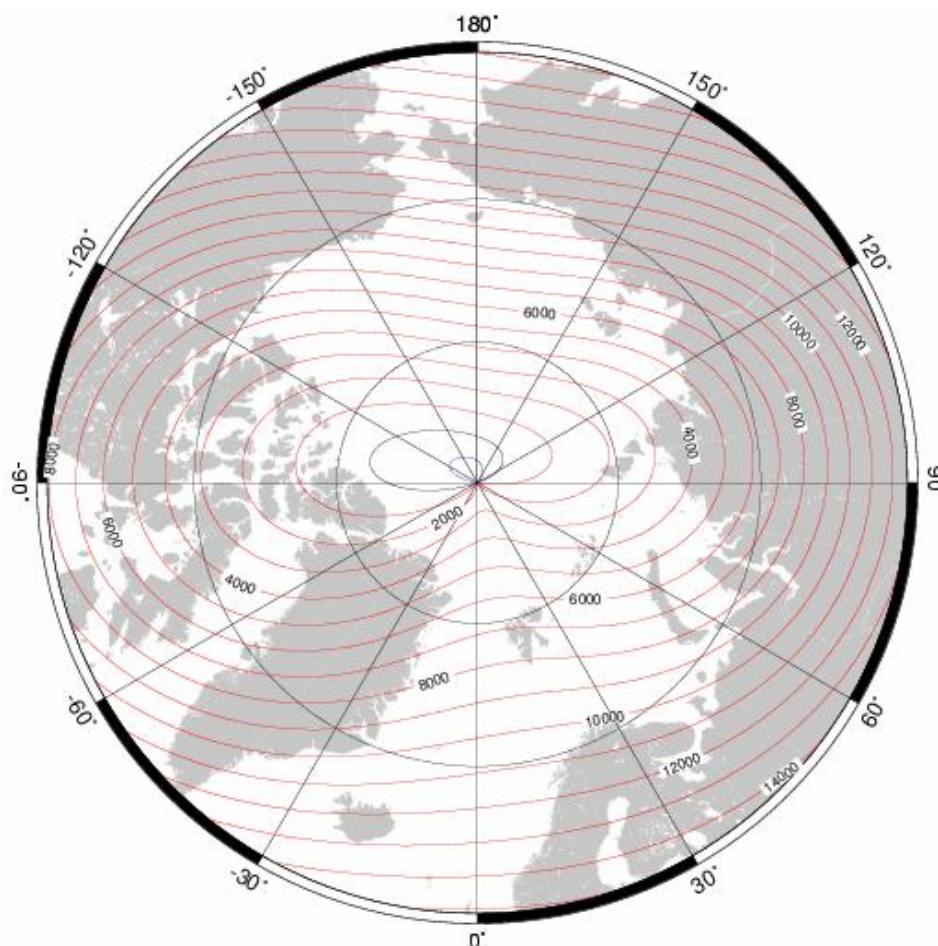


Figura 21 Posicionamento atual (2005) do Norte magnético

3.1.3 Reversões do campo magnético

O campo magnético da Terra é revertido em intervalos que variam entre dezenas de milhares de anos a alguns milhões de anos, com um intervalo médio de aproximadamente 250.000 anos. Acredita-se que a última ocorreu a 780.000 anos atrás, referida como a reversão *Brunhes-Matuyama*.

O mecanismo responsável pelas reversões magnéticas não é bem entendido. Alguns cientistas produziram modelos para o centro da Terra, onde o campo magnético é apenas quase estável e os pólos podem migrar espontaneamente de uma orientação para a outra durante o curso de algumas centenas a alguns milhares de anos. Outros cientistas propuseram que primeiro a geodinâmica pára, espontaneamente ou através da ação de algum agente externo, como o impacto de um cometa, e então reinicia com o pólo Norte apontando para o Norte ou para o Sul. Quando o Norte reaparece na direção oposta, interpretamos isso como uma reversão, enquanto parar e retornar na mesma direção é chamado *excursão geomagnética*.

3.2 Magnetometria

A magnetometria é um método criado para, através da medição do campo magnético da Terra, auxiliar no mapeamento de estruturas geológicas que se localizam em subsuperfície. Isto é possível, pois alguns tipos de rochas são mais susceptíveis à presença de um campo magnético causando uma variação (anomalia) neste campo. À mesma maneira que o método gravimétrico, o método magnético se baseia na teoria do potencial, mas com a diferença que é mais complexo devido ao caráter dipolar do campo magnético ao contrário do campo gravitacional que é em caráter monopolar.

O campo magnético terrestre pode ser medido através de instrumentos chamados magnetômetros. Esses aparelhos, como nós os conhecemos hoje em

dia, só foram desenvolvidos após a Segunda Guerra Mundial. Antes disso, as medidas eram feitas com bússolas na intenção de localizar concentrações de minerais magnéticos. Com elas era possível observar perturbações dos valores normais de declinação e inclinação do campo magnético. Depois, vieram instrumentos chamados “variômetros magnéticos” que eram capazes de medir variações da componente horizontal e vertical do campo e tinham uma sensibilidade da ordem de 10 nT.

Existem vários tipos de magnetômetros que usam diferentes fenômenos físicos para medir a intensidade do campo magnético. Entre eles podemos citar os magnetômetros de Bobinas de Saturação (Fluxgate), Bombeamento Ótico, Precessão de Prótons e de Supercondutividade (SQUID).

A magnetometria, sendo um método relativamente barato, rápido e que cobre grandes extensões, é muito usada para trabalhos de cunho prospectivo principalmente no que diz respeito a exploração de petróleo e de minérios. Na prospecção de petróleo ela é usada na determinação da topografia do embasamento, que é composto por rochas ígneas e metamórficas, e que estão cobertas por rochas sedimentares. A determinação da topografia e o embasamento é importante porque as elevações em sua superfície podem ter afetado os sedimentos subjacentes provocando arqueamentos e falhas que são estruturas fundamentais para o acúmulo de petróleo. Para esse mesmo fim, a magnetometria também pode ser usada para estabelecer os limites de uma bacia sedimentar, intrusões ígneas, lineamentos, falhas, fraturas, etc (Luiz Gouveia & Silva, 1995).

Na prospecção de minérios é o método mais utilizado, já que os depósitos de sulfetos contêm uma grande quantidade de minerais magnéticos que geram fortes anomalias, como por exemplo, depósitos de cobre, níquel, zinco, chumbo, ferro, titânio etc.

Os mapas magnéticos mostram as variações do campo magnético terrestre em detrimento da variação dos tipos de rochas presentes na área. O modo como

essa anomalia vai ser representada vai depender da forma, do tamanho da profundidade e do material de que compõe o corpo.

As rochas ígneas e metamórficas geram anomalias positivas por apresentarem uma maior quantidade de minerais magnéticos (USGS, 1997b), o que não ocorre com as rochas sedimentares que, pela ausência desses minerais geram anomalias negativas.

A profundidade máxima de aplicação do método vai depender da região, isso porque a uma temperatura de 580°C (ponto de Curie) os minerais perdem suas propriedades magnéticas (Telford 1990). Considerando um gradiente geotérmico normal ($\sim 30^{\circ}\text{C}/\text{Km}$) a profundidade máxima admitida seria da ordem de 18 a 20 Km.

3.2.1 Levantamentos aéreos (aeromagnetometria)

Esse tipo de levantamento é realizado com aeronaves. O que vai determinar o tipo de aeronave empregada será o objetivo do trabalho. Se este for para a localização de feições geológicas regionais, é mais conveniente o uso de aviões, caso contrário utiliza-se helicóptero.



Figura 22 – Desenho esquemático sobre as linhas de voo. As mesmas são paralelas e com mesmo espaçamento (Libonatti, 2005)

Essas linhas de medida são chamadas de *Lines* e têm um espaçamento entre si predeterminado. Esse espaçamento não deve ser superior a duas vezes a distância entre o sensor e a fonte magnética (Reid 1980).

As linhas são geralmente perpendiculares às direções principais das estruturas da área. Outras linhas, chamadas de linhas de controle (*Tie lines*), são realizadas perpendicularmente às linhas de medida, com um espaçamento que varia entre 4 e 10 vezes o espaçamento das linhas de medida e que auxiliarão no nivelamento dos dados.

Depois de coletados, os dados magnéticos precisam ser tratados e corrigidos para as distorções associadas. Diversos fatores causam tais distorções, como variações devidas a causas não geológicas ou até mesmo variações devido a causas geológicas indesejáveis. O certo é que esses “ruídos” devem passar por um tratamento matemático. A partir dos dados originais, pode-se interpolar os pontos usando como intervalo entre 1/3 e 1/4 da distância entre as linhas de vôo (USGS, 1997b).

Os levantamentos magnetométricos precisam passar por tratamentos. No caso do levantamento aéreo uma seqüência de procedimentos deve ser obedecida para que ao final se tenha um resultado confiável.

3.2.2 Primeiros tratamentos dos dados

Remoção dos Spikes

Os *spikes* são anomalias facilmente identificadas em um perfil. A principal característica dessa anomalia é a variação abrupta do valor medido, isso em um intervalo muito curto de tempo. O que causa essas anomalias são interferências eletro-eletrônicas ou descargas elétricas.

Para retirá-las existem duas maneiras. A primeira, mais trabalhosa, consiste em se analisar cada perfil e manualmente, retirar os picos que são incoerentes. A segunda consiste em aplicar um filtro, criando canais contendo o

valor da quarta diferença. O efeito disso será um realce desses *spikes* que poderão ser retirados.

Remoção do IGRF

Depois da aquisição dos dados, estes têm que passar por um outro tipo de correção que é chamada de “remoção do IGRF”. Esta correção consiste na subtração do valor adquirido com o valor do IGRF no mesmo ponto. Isso se faz necessário porque o IGRF (International Geomagnetic Reference Field ou Campo de Referência Geomagnético Internacional) é um modelo teórico-matemático do campo magnético da Terra em função das coordenadas geográficas (latitude e longitude), da altitude e do dia, mês e ano, e são calculadas a cada 5 anos por um órgão internacional chamado IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) que monitora e divulga os valores. Feito isso os valores passam a se chamar DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field ou Campo de Referência Geomagnético Definitivo). Por essa razão é que os dados coletados têm de estar acompanhados do local preciso das medidas, bem como o dia, mês e ano. Dependendo do tamanho da área, como no caso de áreas pequenas, pode-se pegar um único valor de IGRF, tomado no centro da área, e subtrair de todas as medidas.

Correção de HEADING

A própria aeronave usada nos levantamentos é capaz de causar uma anomalia através de seus equipamentos que acabam gerando um campo eletromagnético que influi nas medições. Este tipo de erro pode ser retirado através de um vôo-teste inicial onde são coletados dados (heading) que posteriormente são mandados juntamente com os dados do levantamento. No procedimento a aeronave corta um ponto na direção dos pontos cardeais e das estruturas da área de levantamento. Posteriormente processa-se as linhas adquiridas e faz-se a correção.

Correção de LAG

É outro tipo de correção que se faz necessário devido ao modo operacional do sistema de coleta de dados. O erro que ocorre está na distância entre o magnetômetro que está instalado na cauda da aeronave e o GPS que fica próximo a cabine. Com isso, há uma diferença entre o local exato da medição e o posicionamento marcado. E esse tipo de erro pode comprometer um trabalho se não for levado em consideração, principalmente porque basta lembrar que o avião faz uma linha de ida em um sentido e faz outra linha retornando.

Correção da variação diurna

Essa correção se faz necessário porque durante o dia, horário em que a Terra está voltada para o sol, ventos solares causam uma interferência no campo magnético da Terra. Essa atividade tem início por volta das 9:00 horas com o pico ao meio dia (exposição máxima). No final da tarde, entre as 16:00 e 17:00 horas essa atividade se encerra e o campo magnético volta ao normal.

Para fazer-se a correção há a necessidade da disponibilidade de dois magnetômetros, sendo que um ficará em uma estação fixa registrando continuamente o campo magnético a intervalos regulares de poucos minutos, enquanto o outro é utilizado para medir o campo conforme a linha planejada. Deverá tomar-se o cuidado de anotar a hora exata das medidas dos dois aparelhos de modo a fazer-se a correção que consistirá na soma ou na subtração da variação do magnetômetro fixo para o magnetômetro usado no levantamento.

No caso de levantamentos aéreos tem-se a necessidade de usar várias estações base de modo a oferecer medidas satisfatórias, devido a grande extensão das áreas. Mas como isso encareceria o projeto, a saída é fazer uma estimativa da variação diurna em cada linha de vôo supondo que as mesmas sejam suaves. Com isso têm-se usado as estações base para levantamentos aéreos para verificar se a variação diurna é realmente suave e para detectar tempestades magnéticas.

3.3 Histórico e fundamentos (Gravidade)

Há aproximadamente 400 anos atrás, Galileu realizou suas experiências com a gravidade observando corpos em queda na torre inclinada de Pisa. A Pesquisa Gravimétrica é baseada na Lei da Gravitação Universal de Newton (lei que rege a atração dos corpos), descrita no livro Principia Mathematica, em 1687.

3.3.1 A lei da gravitação universal de Newton

As partículas materiais atraem-se com uma força de intensidade diretamente proporcional ao produto de suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância que separa seus centros de massa. É a chamada lei de Newton da atração gravitacional.

$$F = G \frac{Mm}{r^2}$$

Onde **M** e **m** são as massas dos dois corpos, e **r** a distância entre eles, e **G** = $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2 \cdot \text{kg}^{-2}$ é a Constante Gravitacional.

Corpos esféricos homogêneos (densidade) exercem atração equivalente a que seria exercida se toda a sua massa estivesse concentrada no seu centro.

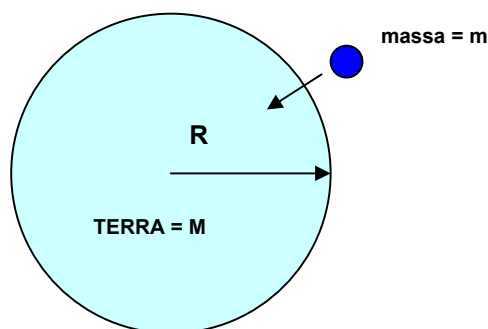


Figura 23 – Representação esquemática da atração de corpos com diferentes massas.

Para uma massa na superfície (uniformemente esférica) da Terra de massa **M** e raio **R**, a atração gravitacional em uma massa **m** é dada por;

$$F = \frac{GM}{R^2} m = gm$$

Onde **gm** é o peso da massa, e **g** é a aceleração da gravidade, ou na média, 9,80 ms^{-2} . (fonte: <http://www.gravidade.hpgvip.ig.com.br/gravimet.htm>).

3.3.2 A forma da Terra

Se a Terra fosse uma esfera uniforme, o valor de *g* seria uma constante, ou seja, teria os mesmos valores em qualquer ponto da Terra. No entanto, a Terra não é uma esfera perfeita. Devido a sua rotação, o planeta assumiu a forma de uma esfera achatada com o *Raio* maior no Equador. Esse efeito é a resultante da força centrífuga, que faz a massa central tender acelerar para fora.

O formato da Terra é descrito matematicamente como uma "Elipse de Rotação", mas sua forma é conhecida por *Geóide*. Na Terra, a *geóide* é a superfície que corresponderia ao nível da água em canais imaginários cortados através dos continentes. A *geóide* representa uma superfície na qual o campo gravitacional tem o mesmo valor, e assim é chamada uma Superfície Equipotencial. Assim, o elipsóide é a superfície de referência utilizada nos cálculos que fornecem subsídios para a elaboração de uma representação cartográfica. (www.ibge.gov.br).

3.4 Gravimetria

O método baseia-se em que diferentes distribuições de densidade abaixo da superfície provocam distorções no campo gravitacional normal que envolve a Terra. Para a medição de tais distúrbios, são necessários aparelhos capazes de

detectar variações muito pequenas no valor da gravidade. Esses aparelhos são chamados de gravímetros.

Os gravímetros são essencialmente balanças em que uma massa é suspensa por uma mola, e que por isso são muito sensíveis a influências externas tais como temperatura, pressão, vibrações e campos magnéticos. A quantidade da extensão da mola é proporcional à força solicitante. Na gravimetria, a força solicitante é a variação da gravidade, sendo a constante da mola (k) conhecida.

As variações de g são pequenas, assim as extensões da mola são mínimas. Para uma mola de 30 cm de comprimento, a variação no comprimento é de $3 \cdot 10^{-8}$ (30nm) o qual é menor que o comprimento da luz (500 nm). Assim, são necessários mecanismos para amplificar o efeito da distensão da mola.

A unidade de gravidade utilizada no sistema c.g.s. é chamada *Gal*, em homenagem a Galileu. Portanto $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$. Como os atuais medidores são extremamente sensíveis, adotou-se o *miligal*, sendo que $1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}$.

3.4.1 Correções (Fatores que influenciam no valor da gravidade)

Devido aos tipos de movimento da Terra, de seu formato achatado nos pólos e da distribuição de todos os materiais que formam o planeta, observa-se que a gravidade na Terra sofre muitas variações de acordo com a Latitude, com os efeitos do Sol e da Lua, dos instrumentos de medida etc. Conclui-se com isso que os valores de gravidade medidos não podem ser diretamente comparados depois de serem adquiridos. Há a necessidade de correções que suavizam e até eliminam esses efeitos indesejáveis.

Latitude

O valor da gravidade normal aumenta à medida que se afasta do equador, em decorrência da diminuição do efeito da aceleração centrífuga. A consequência disto é a de que há a necessidade de correção para valores obtidos em latitudes diferentes.

Correção de elevação (ar-livre)

Esse tipo de correção tem por objetivo compensar os efeitos da diferença de altitude das estações em relação ao geóide ou a um nível de referência arbitrário. A correção do ar livre é a diferença entre a gravidade medida ao nível do mar e em uma estação h , no espaço livre.

Correção Bouguer

Eliminação do efeito da massa localizada entre as estações tomadas em um terreno acidentado e o nível do geóide.

Correção topográfica

Compensação após aplicação das correções ar-livre e bouguer.

Correção de maré

Mudança da posição da Terra em relação ao Sol e à Lua. A Terra também responde à gravidade do Sol e da Lua como os oceanos, mas o movimento é muito menor.

Correção da variação instrumental

Causada pela fadiga da mola do equipamento.

Anomalia Bouguer

Valor da gravidade já corrigido da maré, *drift* e latitude, subtraindo-se do valor da gravidade normal reduzido para o nível do terreno.

Correção Eotvos

Se o gravímetro está se movendo em um veículo, como em um navio ou aeroplano, ele é afetado pela componente vertical da aceleração, *efeito Coriolis* a qual depende da velocidade e direção do movimento

3.4.2 Fórmula internacional da gravidade

Clairaut foi quem deduziu a fórmula que expressa a variação da gravidade com a latitude:

$$g = g_e (1 + \alpha \sin^2 \Phi - \beta \sin^2 2\Phi),$$

onde $g_e = 978,049.0$ Gal; $\alpha = 0.0052884$; $\beta = 0.0000059$, $\Phi =$ latitude

passando esses valores para a fórmula tem-se:

$$978\,049.0 (1 + 0.005\,288\,4 \sin^2 \Phi - 0.000\,005\,9 \sin^2 2\Phi) \text{ mGal}$$

A diferença entre as anomalias observadas e o valor da Fórmula Internacional da Gravidade no mesmo local é chamada *Anomalia Gravitacional*. Esse valores calculados pela Fórmula Internacional da Gravidade produzem os valores denominados de gravidade normal para o esferóide terrestre, os quais servem de referencia para definirem-se as anomalias gravimétricas nos trabalhos de prospecção geológica.

Essa fórmula inicial sofreu alterações ao longo dos anos, em decorrência de medidas mais precisas tanto no valor de g quanto na forma da Terra. Foi adotado a nova fórmula em 1967

$$978\,031.8 (1 + 0.005\,302\,4 \sin^2 \Phi - 0.000\,005\,8 \sin^2 2\Phi) \text{ mGal},$$

e depois em 1971 houve nova mudança para a fórmula denominada GRS 67,

$$978\,031.846 (1 + 0.005\,278\,895 \sin^2 \Phi + 0.000\,023\,462 \sin^4 \Phi) \text{ mGal}.$$

Atualmente, após novas mudanças a fórmula passa a ser essa;

$$978\,032.68 (1 + 0.001\,931\,851\,386\,39 \sin^2 \Phi) (1 - 0.006\,694\,379\,990\,13 \sin^2 \Phi) \text{ mGal}.$$

3.4.3 Densidade

As correções Bouguer e topográfica requerem o conhecimento da densidade das rochas que repousam em sub-superfície na área do levantamento. É preciso saber com precisão o valor da densidade das rochas típicas subterrâneas para poder-se interpretar os resultados das medições. A densidade é medida em $\text{Mgal (m}^{-3}\text{)}$.

ROCHAS	variação (densidade) g/cm^3	Densidade média g/cm^3
Sedimentares:		
<i>Calcário</i>	1,74 – 2,76	2,11
<i>Folhelho</i>	1,56 – 3,20	2,10
<i>Arenito</i>	1,60 – 2,68	2,24
<i>Argila</i>	1,30 – 2,40	1,70
<i>Areia</i>	1,40 – 1,80	1,60
<i>solo</i>	1,00 – 2,00	1,46
ROCHAS	variação (densidade) g/cm^3	Densidade média g/cm^3
Metamórficas:		
<i>Anfibolito</i>	2,90 – 3,04	2,96
<i>Xisto</i>	2,39 – 2,90	2,64
<i>Filito</i>	2,68 – 2,80	2,74
<i>Gnaisse</i>	2,59 – 3,00	2,80
<i>Quartzito</i>	2,50 – 2,70	2,60
<i>Ardósia</i>	2,70 – 2,90	2,79
Ígneas:		
<i>Granito</i>	2,50 – 2,81	2,64
<i>Riolito</i>	2,35 – 2,70	2,52
<i>Diorito</i>	2,72 – 2,99	2,85
<i>Diabasio</i>	2,50 – 3,20	2,91
<i>Gabro</i>	2,70 – 3,50	3,03
<i>Basalto</i>	2,70 – 3,30	2,99

Tabela 04 – Variação da densidade e densidade média das principais rochas (ígneas, sedimentares e metamórficas)

MINERAIS	variação (densidade) g/cm³	Densidade média g/cm³
<i>Grafita [C]</i>	1,90 – 2,30	2,15
<i>Quartzo [SiO₂]</i>	2,50 – 2,70	2,65
<i>Uraninita (UO₂)</i>	8,00 – 9,97	9,17
<i>Calcopirita [CuFeS₂]</i>	4,10 – 4,30	4,20
<i>Ouro (Au)</i>	15,60 – 19,40	-
<i>Cassiterita [SnO₂]</i>	6,80 – 7,10	6,92
<i>Pirita [FeS₂]</i>	4,90 – 5,20	5,00
<i>Diamante</i>	-	3,52
<i>Galena (PbS)</i>	7,40 – 7,60	7,50
<i>Hematita [Fe₂O₃]</i>	4,90 – 5,30	5,18
<i>Cromita [FeCr₂O₄]</i>	4,30 – 4,60	4,36
<i>Pirrotita [FeS]</i>	4,50 – 4,80	4,65
<i>Ilmenita [FeTiO₃]</i>	4,30 – 5,00	4,67
<i>Magnetita [Fe₃O₄]</i>	4,90 – 5,20	5,12

Tabela 05 – Variação da densidade e densidade média dos principais minerais.