

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Os Métodos Geofísicos

De acordo com Kearey *et al.* (2009) os métodos geofísicos podem ser utilizados na superfície ou próximos a ela no estudo das propriedades físicas do interior da terra, variando lateralmente e verticalmente. Assim, a partir da medida das propriedades físicas das rochas, podem-se identificar diferenças na litologia do subsolo, uma vez que elas estão relacionadas às características geológicas como litologias, grau de alteração, falhamentos, fraturas etc...

Nesta tese serão aplicados três métodos, e estes são classificados como métodos não invasivos ou passivos. Dois destes são os métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) utilizados em reconhecimento e mapeamento de grandes estruturas geológicas em subsuperfície, e também em mapeamento geológico de superfície. O terceiro é o método magnetotelúrico (MT) com a característica de mapear a subsuperfície através das diferenças de condutividade elétrica com um alcance de dezenas de metros a centenas de quilômetros.

3.1.1 Métodos Potenciais em Bacia Sedimentares

Métodos potenciais foram utilizados na Bacia de Campos em trecho adjacente à área desta tese por Mohriak e Barros (1990). Este trabalho é considerado como um clássico da região na parte *offshore*, onde foram utilizados dados gravimétricos de fundo e dados sísmicos na região proximal da bacia para caracterizar estruturas como Gráben de Barra de São João (GBSJ) (MOHRIAK E BARROS, 1990).

Segundo Mohriak & Dewey (1987), os dados gravimétricos dão indicativos da ocorrência de afinamento crustal expressivo na região do depocentro da bacia. O autor ainda comenta que o possível soerguimento do manto, que apresentando um material de maior densidade, seria compensado pela baixa densidade apresentada

nos sedimentos. E nos depocentros como resultado ocorre anomalia gravimétrica positiva.

Zalán e Oliveira (2005) utilizaram dados magnéticos *offshore* e *onshore* da costa Sul-Sudeste brasileira, principalmente nas bacias de Campos e Santos, para identificar falhamentos e outras estruturas. A partir desses dados integrados a mapas geológicos, imagens de satélites, mapas topográficos, dados gravimétricos e batimétricos, eles elaboraram o trabalho sobre a Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil.

No mapa magnético desse trabalho puderam identificar lineamentos magnéticos que confirmam as direções SW-NE das estruturas. Zalán e Oliveira (2005) fizeram ainda, na mesma região, uma interpretação de uma linha sísmica integrada aos dados gravimétricos, onde mapearam o Gráben de Barra de São João que faz parte do Rifte Litorâneo.

Segundo Mio *et al.* (2005) trabalhos de modelagem crustal baseados em métodos potenciais foram desenvolvidos para a Bacia de Santos por Guimarães *et al.* (1982) e Chang & Kowsmann (1984). Guimarães *et al.* (1982), utilizando dados de anomalia gravimétrica Bouguer, na região do Platô de São Paulo, observaram um gradiente positivo a partir da plataforma continental, talude e início do platô.

Mio *et al.* (2005) também elaboraram um modelo crustal para a Bacia de Santos utilizando magnetometria e gravimetria e o comparou com o trabalho realizado por Braga *et al.* (2003) que utilizaram a deconvolução de Werner para fontes múltiplas. Assim, estes autores obtiveram, através da modelagem, evidências de feições tectono-estruturais importantes e recorrentes em toda bacia. Os autores destacaram a assimilação da deformação decorrente do evento de abertura do Oceano Atlântico Sul sob a forma de estiramento crustal. A deformação rúptil na fase inicial de abertura teria gerado calhas profundas no embasamento da bacia, limitadas por falhas normais (MIO *et al.*, 2005).

Stanton (2009) utilizou dados aeromagnéticos com o objetivo de caracterizar a estrutura crustal da margem proximal da Bacia de Campos, como uma chave para compreender a tectônica *rifting* e das reativações tardias na deformação da crosta continental e na formação da margem passiva. Neste contexto, correlacionou dados aeromagnéticos *onshore* e *offshore* de alta resolução com uma análise estrutural.

Ela também elaborou modelos magnéticos e cinemáticos, permitindo uma nova interpretação da arquitetura do embasamento e a sua continuação em direção *Offshore* e evolução tectônica durante *rifting*.

Lourenço (2009) e Lourenço *et al.* (2014), após integrarem dois projetos aeromagnéticos (projeto aerogeofísico São Paulo – Rio de Janeiro (CPRM -1978) e Projeto Aeromagnético Águas Rasas (LASA, 2002) da Bacia de Campos, identificaram lineamentos de direção NW-SE, correspondentes a possíveis falhas de transferência na Bacia de Campos e que se estendem pelo continente. Identificaram geoestruturas possivelmente correlacionadas à movimentos distensivos ocorridos na formação da Bacia de Campos.

Adriano *et al.* (2012 e 2014) fizeram uma reinterpretação recente do Graben de Barra de São João (GBSJ) utilizando dados sísmicos e gravimétricos. Partindo dos dados gravimétricos de fundo, gerou-se um mapa Bouguer residual da região do GBSJ para realizar a modelagem 2D e 3D. Através da modelagem foi possível determinar a geometria e profundidade do embasamento do GBSJ.

Assim como Mio *et al.* (2005) Stanton *et al.* (2014) usando dados aeromagnéticos, elaboraram um modelo crustal da Bacia de Santos na região proximal. Nos resultados foram evidenciadas estruturas de pequeno comprimento de onda na região costeira com direção SW-NE. Na região de águas profundas (+ de 1000 m), verificaram que o padrão das anomalias modificou-se para anomalias com grande amplitude. Foi observada a existência de lineamentos na direção NW-SE também observada por Souza (2008). Entre a região proximal e distal foi identificada uma possível bacia de *pull-apart* com direção SW-NE. Segundo Stanton *et al.* (2014) a profundidade do topo do embasamento da área estaria variando de 2,6 km a 9,2 km.

Bahia *et al.* (2007) elaboraram um estudo da evolução tectonosedimentar da Bacia dos Parecis utilizando dados gravimétricos e magnetométricos. Por intermédio desse estudo determinaram a profundidade do embasamento, e identificaram estruturas de direção NE-SW, e caracterizaram altos estruturais como o do Rio Branco (SIQUEIRA, 1989) e grabens como o de Pimenta-Bueno. A integração dos dados magnetométricos e gravimétricos também possibilitou a identificação de sub-bacias como a sub-bacia de Juruema. A utilização de filtros e da Deconvolução de

Euler possibilitou uma modelagem 2D com dados gravimétricos de três perfis na região NW da Bacia de Parecis.

Castro *et al.* (2008), utilizando dados gravimétricos de 111 estações, distribuídas ao longo de 55 km, e dados magnetométricos de 1787 estações distribuídas ao longo de 45 km, realizaram um estudo do Gráben de Paranaguá pertencente ao Sistema de Riftes Cenozoico do Sudeste Brasileiro. Os autores elaboraram um modelo geológico com base na modelagem de dois perfis baseado em Talwani *et al.* (1959) e Talwani & Heirtzler (1964). Assim foi possível fazer uma estimativa do topo do embasamento e das decorrentes espessuras da cobertura sedimentar da porção continental do Gráben de Paranaguá.

De Castro *et al.* (2013) utilizaram dados magnetométricos e gravimétricos na Bacia Paleozoica do Parnaíba, com o objetivo de mapear zonas de cisalhamento do orógeno Brasileiro-Pan Africano (0,75-0,5 Ga) e do Gráben Cambriano com características parecidas na parte oriental da bacia. Além disso, também detalharam o embasamento profundo dos blocos Teresina e Parnaíba que são embasamentos Pré-cambrianos complexos, a sua estrutura interna e os contatos com os cinturões adjacentes.

Para realizar esse estudo De Castro *et al.* (2013) aplicaram filtros que possibilitaram identificar lineamentos, contatos e bordas das fontes magnéticas e gravimétricas correspondentes aos diferentes domínios crustais em subsuperfície.

3.1.2 Método Magnetotelúrico em Bacias Sedimentares e outras regiões

O método magnetotelúrico tem sido utilizado para imagear a subsuperfície, seja em regiões de bacias sedimentares e/ou em regiões cratônicas.

Assim como Spratt *et al.* (2009) no escudo canadense e Dentith *et al.* (2013) no Yilgarn Craton na Austrália, Figueiredo (1997) realizou um estudo magnetotelúrico ao longo de um perfil de 250 km cruzando a Serra do Mar (RJ) e a Serra da Mantiqueira (MG), localizadas na região sudeste do Brasil. E Figueiredo *et al.* (2008) nesse estudo caracterizaram a colagem de terrenos que compõem a Faixa Ribeira, corroborando com Heilbron *et al.* (2004b) sobre a colagem e estruturas

características de uma crosta rúptil e dúctil.

Estes autores fazem menção da existência de uma camada condutiva na crosta média. Essa estrutura foi observada por outros autores em estudos magnetotélúricos em várias áreas do mundo.

Figueiredo (1997) complementou seu estudo com a modelagem 2D com dados magnetométricos e gravimétricos, caracterizando os blocos litosféricos pelas propriedades físicas (susceptibilidade magnética e contraste de densidade).

Costa (2005) realizou um estudo magnetotélúrico que vai do extremo leste continental da Bacia do Espírito Santo até a porção cristalina adjacente, com medidas espaçadas entre 5 e 10 km ao longo de um perfil de cerca de 150 km. Nos resultados apresentados Costa (2005) identificou um pacote sedimentar no limite oeste da porção continental correspondentes aos sedimentos da Formação Barreiras (Cenozoico) e os sedimentos aluvionares do Quaternário. A autora ainda relata que este pacote sedimentar estaria presente até 1500 m de profundidade.

Machado (2003), com dados magnetotélúricos, elaborou um modelo geoeletrico tridimensional para a porção central da Bacia do Paraná. Esta bacia intracratônica possui derrames de basalto de 2 km de espessura, cobrindo uma área de 800.000 km², além de enxames de diques de diabásio da mesma idade. O modelo foi construído a partir de 136 estações MT ao longo de 9 perfis SW-NE, e um NW-SE. Foi mapeado um extenso condutor crustal situado na crosta média com profundidade variando entre 10 a 15 km, e resistores correspondentes a rochas ígneas de composição gabroica (MACHADO, 2003).

De acordo com Costa (2005) pela resposta do modelo geoeletrico o limite entre a bacia e o embasamento cristalino encontra-se deslocado para leste com relação ao limite apresentado no mapa geológico. Na porção SE do perfil, observou-se no modelo geoeletrico 2-D uma baixa resistividade, indicando a presença de rochas alteradas possivelmente associadas a fraturamentos, marcando assim o limite continental à NW da bacia, com profundidade variando de 100 e 5000 m. E do ponto de vista tectonoestrutural a região apresenta lineamentos de direção N20-30E.

Santos (2012) estudou a província estrutural Borborema que consiste em um complexo conjunto de blocos crustais de diferentes idades, origem e evolução, amalgamados durante o Ciclo Brasileiro. Através de um perfil magnetotélúrico

com 25 sondagens e aproximadamente 260 km de extensão. O perfil corta transversalmente as principais estruturas e terrenos na porção SE da Província Borborema com o objetivo de determinar a estrutura interna da litosfera na porção SE da província.

Após análise e interpretação dos dados, Santos (2012) sugere a presença de dois blocos geoeletricamente distintos na crosta e manto superior com uma descontinuidade bem marcada na região da Bacia Jatobá e do Lineamento Pernambuco.

A autora relata ainda que os resultados apresentam um conjunto de evidências que permite concluir que a crosta da Faixa Sergipana e do maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL) foi significativamente estirada no Cretáceo, durante a abertura do Oceano Atlântico Sul. Aparentemente, o Terreno Alto Moxotó funcionou como região de maior resistência ao estiramento, fazendo com que o afinamento crustal fosse mais expressivo nos subdomínios da porção SE do perfil. O comportamento foi favorecido pela estrutura em profundidades litosféricas, que foi atribuída a uma zona de sutura (Lineamento Pernambuco) (SANTOS, 2012).

Na exploração de hidrocarbonetos, o MT tem sido uma ferramenta importante e de apoio aos levantamentos sísmicos na busca de reservatórios. Estruturas de sal contêm sedimentos que produzem dispersão significativa e têm limites verticais fortes, estes refletores produzem ambiguidades na interpretação de dados sísmicos de reflexão. O método MT pode ajudar a resolver estes problemas.

Na literatura encontramos no Brasil, outros trabalhos de pesquisa em bacias sedimentares como Lugão (1993), Lugão *et al.* (2008), Pinto V.R. (2009).

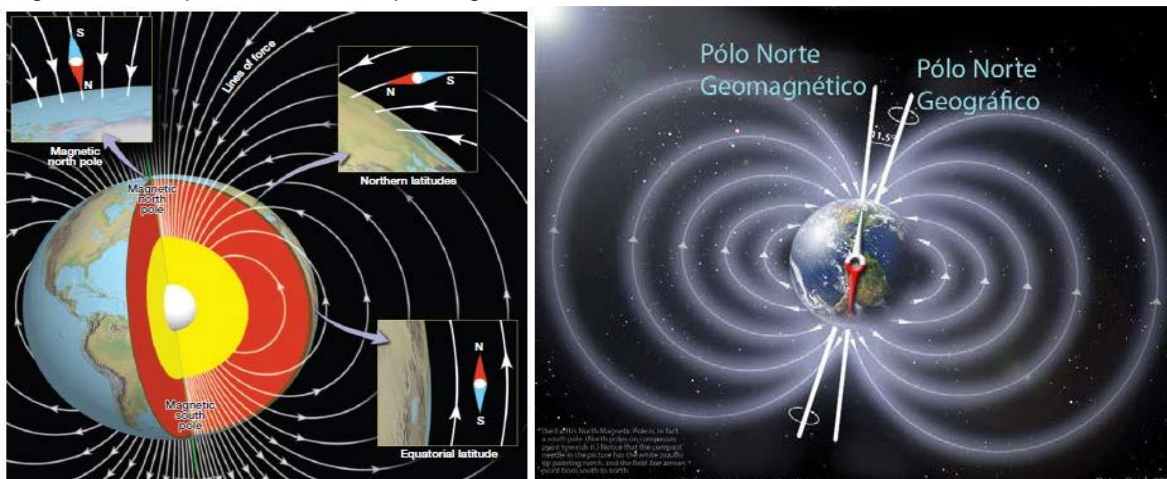
3.2 Método Magnetométrico

3.2.1 Introdução a Exploração Magnética

O Levantamento Magnetométrico consiste em realizar medições do Campo Magnético ou de suas componentes em diferentes pontos em uma região de interesse, geralmente tem como objetivo localizar concentrações de materiais magnéticos ou a determinação da profundidade do embasamento. No mapeamento geológico auxilia na localização de estruturas em subsuperfície, isto é possível devido alguns tipos de rochas serem mais susceptíveis à presença do campo magnético, apresentando assim variação espacial deste campo que é uma anomalia.

Noventa por cento do campo magnético da Terra é semelhante a um campo magnético gerado por um dipolo magnético localizado ao centro da Terra, e próximo ao eixo de rotação da Terra (Figura 11). Esta primeira descrição do campo magnético da Terra foi feita por William Gilbert em 1600. A intensidade do campo magnético nos polos é de aproximadamente 60.000 nT.

Figura 11 - Esquemático do campo magnético terrestre.



Fonte : PETER REID (2003)

3.2.1.1 Unidade de medida

A unidade de medida do campo é expressa em Gauss (G) no sistema cgs ou 10^{-4} Tesla (T) no Sistema Internacional (S.I.). A última unidade é muito grande para quantificar as amplitudes das anomalias magnéticas produzidas pelas rochas, portanto, usualmente utiliza-se a sub-unidade o nano-tesla (nT) no qual $1 \text{ nT} = 10^{-9}$ T. No sistema cgs, utiliza-se o gama (γ), que equivale a 10^{-5} G.

3.2.2 Campo Magnético Terrestre

O campo geomagnético é representado por uma grandeza vetorial, com intensidade e direção. Estes vetores são representados por **B** e **H** devem ser descritos segundo um referencial local fixo de observação sobre a superfície da Terra. O vetor pode ser descrito em termos de três componentes ortogonais, num sistema de coordenadas cartesianas, normalmente orientados de tal forma que a componente **X** aumente para o Norte, a componente **Y** aumente para Leste e a componente **Z** aumente para baixo (Figura 12) (BLAKELY, 1996).

Segundo Blakely (1996), na literatura, as três componentes do campo geomagnético são escritas frequentemente como X, Y e Z. Sendo que foi convençãoado que $X = B_x$, $Y = B_y$ e $Z = B_z$, e a sua intensidade da componente horizontal é dada por:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (1)$$

Sendo que para intensidade magnética total pode ser descrito por:

$$F = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (2)$$

Assim a componente do campo é representada por H e a intensidade total por B (ou F). Temos ainda mais duas componentes que são as medidas angulares: declinação (*D*) e a inclinação (*I*).

A inclinação é o ângulo no plano vertical entre o vetor e o plano horizontal, assim:

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3)$$

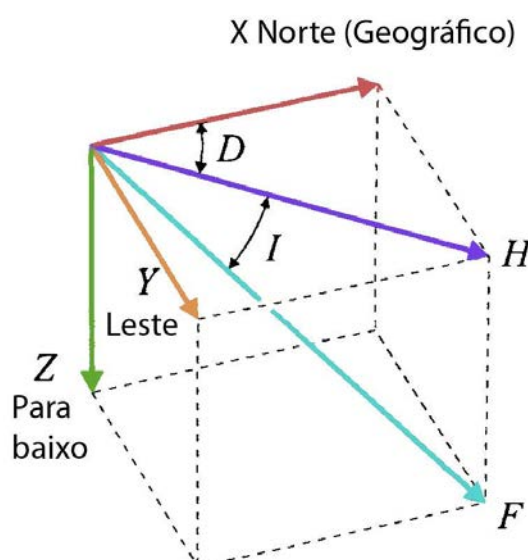
Adotou-se como regra que a inclinação é positiva quando o vetor está inclinado abaixo do plano horizontal (hemisfério norte) e negativa quando está acima deste (hemisfério sul). O plano vertical que contém o vetor B_z é chamado de meridiano magnético, e a declinação é definida como o azimute do meridiano magnético, positivo para leste e negativo para oeste de modo que,

$$D = \arcsin \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (4)$$

ou seja, a declinação é o ângulo entre o norte magnético e o geográfico.

Segundo Blakely (1996) os mapas de contorno descrevendo estes elementos são chamados mapas isomagnéticos. Mapas isodinâmicos indicam contornos de igual intensidade de campo, tais como intensidades total, vertical e horizontal. Mapas isoclinais mostram o contorno de igual inclinação, e *mapas isogônicos* representam declinação.

Figura 12 - Componentes do campo geomagnético:



Legenda: "X" é a componente norte, "Y" é a componente leste e "Z" a vertical. O ângulo "D" é a declinação magnética: desvio da bússola em relação ao norte geográfico e a inclinação "I" é o ângulo entre a componente horizontal ("H") e o campo total ("F").

Fonte: MERRIL *et al.*, 1996.

3.2.2.1 Fontes do Campo Magnético Terrestre

O campo magnético terrestre tem o comportamento de uma esfera imantada, que sofre variações na sua intensidade.

O campo magnético pode ser associado a três componentes distintas.

Campo principal - Esta é o maior componente do campo magnético e acredita-se que é gerado através de correntes elétricas numa camada acima no núcleo da Terra. Segundo Kearey *et al.* (2009) e Telford *et al.* (1990) estudos de medidas realizadas em torno da Terra mostraram que 90% do campo medido tem sua origem no interior da Terra. Originárias das correntes de convecção do núcleo externo líquido com o núcleo interno.

Campo externo - Esta é uma porção relativamente pequena do campo magnético (10%) verificou-se que é gerada por fontes magnéticas externas a terra. E acredita-se que este campo é produzido por interações da ionosfera da Terra com os ventos solares (BLAKELY, 1996). Alguns efeitos relacionados a esta variação são: Ciclos de atividades solar (com duração de 11 anos), variação solar diurna (com período de 24 horas), variações lunares (com período de 25 horas) e tempestades magnéticas.

Figura 13 - Esquemático mostrando o efeito do vento solar no campo magnético da Terra.



Nota: A Magnetosfera é a região de existência do campo geomagnético.

Fonte: NASA. Disponível em:

<<http://sohowww.nascom.nasa.gov/gallery/images/magfield.html>>.

Acesso em: 10/07/2014.

A magnetosfera protege a superfície da Terra das partículas carregadas do vento solar. É comprimida no lado diurno (Sol) devido à força das partículas que chegam, e estendida no lado noturno (Figura 13).

Campo da Crosta - Esta é a porção do campo magnético associada com o magnetismo de rochas da crosta, sendo originário na crosta em regiões onde as temperaturas estão abaixo das temperaturas de Curie. Essa área possui importantes minerais magnéticos tais como magnetita. Esta porção do campo contém os dois tipos de magnetismos: o remanente e o induzido.

3.2.2.2 Variações temporais do Campo Magnético da Terra

O campo magnético varia com o tempo. A variação temporal mais famosa é a reversão de polaridade magnética, e é de grande importância no estudo de história da terra. Porém, estaremos aqui citando as seguintes variações temporais:

Variações Seculares – ocorrem, em longo prazo, (mudanças no campo que acontecem durante anos) variações no campo magnético principal que são causadas supostamente pelo movimento de fluido no núcleo externo da Terra. Como estas variações acontecem lentamente em relação ao tempo de conclusão de uma pesquisa típica de observações magnéticas, estas variações não são consideradas na redução de dados dos levantamentos.

Variações Diurnas – são pequenas variações que o campo magnético da Terra sofre no período de 24 hs. Estas variações podem estar na ordem de 20 a 30 nT por dia e devem ser consideradas quando estamos fazendo levantamentos magnetométricos. Essas variações são mais pronunciadas nas regiões equatoriais e diminuem nas altas latitudes. Observa-se também uma variação sazonal uma vez que a variação diurna é maior no verão do que no inverno.

Tempestades Magnéticas – ocorrem ocasionalmente, são atividades magnéticas na ionosfera ligadas a emissões intensas de plasma solar e a sua interação com o campo principal da terra. Essas tempestades provocam variações abruptas do campo magnético. O campo magnético medido durante essas tempestades magnéticas é altamente irregular e impossível de prever, além de apresentar amplitudes muito altas chegando a atingir 1000 nT. Os levantamentos

magnetométricos não devem ser feitos durante períodos de tempestades magnéticas.

3.2.2.3 Correção das Variações do Campo Principal - (IGRF)

Em um levantamento magnetométrico, o objetivo principal é a obtenção da medida da intensidade do campo magnético total da área seguido da remoção do modelo do campo magnético principal da Terra. As anomalias magnéticas causam variações ou desvios no campo geomagnético da Terra desse modo, para isolar uma anomalia, é realizada a subtração do valor do campo normal de cada medida obtida no levantamento.

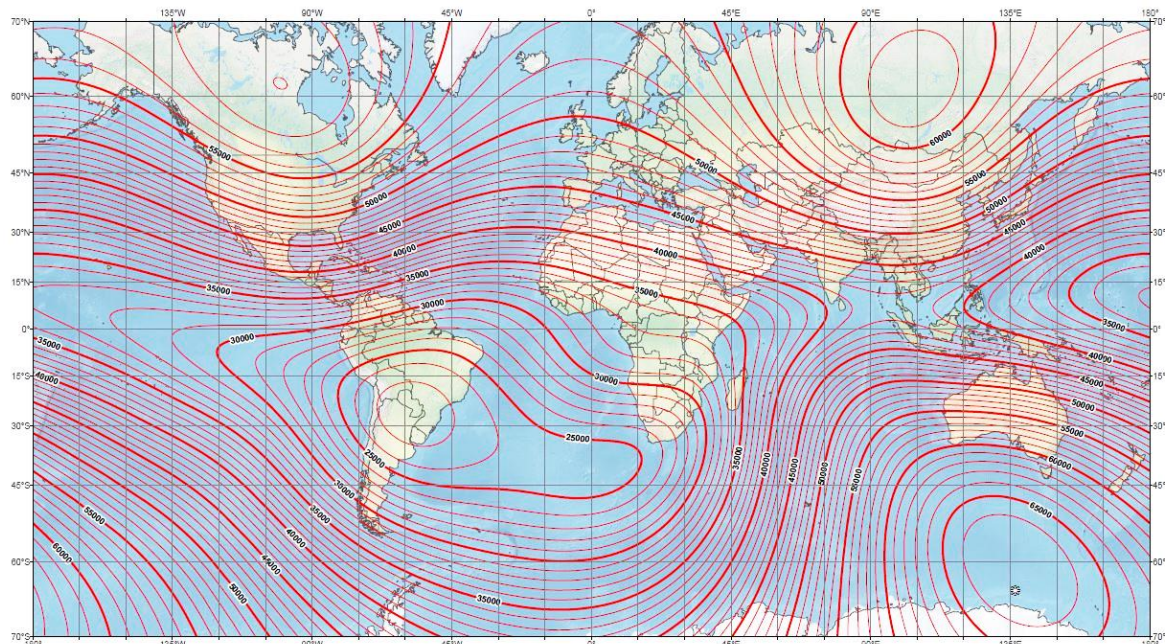
O Campo de Referência Geomagnético Internacional (IGRF) é uma descrição matemática padrão do campo magnético principal da Terra, e sua variação secular. O IGRF é o produto das informações coletadas pelos institutos, observatórios e dados coletados do campo magnético de satélites ao redor do mundo.

Para gerar o IGRF, o campo magnético terrestre é representado por um somatório de harmônicos esféricos, cujos coeficientes são determinados a partir de medidas magnéticas realizadas sobre todo o planeta, por meio de levantamentos terrestres, marinhos e aéreos (BLAKELY, 1996).

O modelo da época desejada é gerado com os dados da latitude e longitude de algum ponto na superfície da Terra. A Figura 14 representa o modelo gerado para o ano de 2015 para todo o planeta.

Cada modelo do IGRF prevê uma variação secular do campo, supondo uma variação linear, permitindo assim, extrapolação para os cinco anos seguintes. Por exemplo, o IGRF – 2010 permitem estimativas do campo até 2015.

Figura 14 - Mapa do IGRF – Intensidade Total para o ano de 2015.



Fonte: NOAA. Disponível em: <<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/>>. Acesso em: 15/12/2015.

3.2.3 Magnetismo e Magnetização das Rochas

Na natureza observa-se que os materiais possuem propriedades magnéticas relacionadas a altas temperaturas da sua época de formação (TARLING & HROUDA, 1993). A origem do magnetismo dos materiais está relacionada com a combinação entre o momento angular orbital e o momento angular de spin dos átomos, que dão origem aos dipolos magnéticos microscópicos, fazendo com que cada átomo se comporte como um pequeno ímã. Assim, podemos dizer que o magnetismo tem origem na estrutura molecular de acordo com a propriedade dos materiais.

Na literatura os materiais estão classificados em três tipos de acordo com o magnetismo segundo seu comportamento na presença de campos magnéticos externos (NAGATA, 1961): diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos. Essa distinção é feita considerando-se a origem e a forma como os dipolos magnéticos interagem.

A susceptibilidade magnética (k) é o parâmetro que permite classificar cada um desses materiais, sendo a relação entre a magnetização gerada e o campo magnético aplicado.

A magnetização observada nas rochas depende do volume de minerais magnéticos presentes em sua composição e do seu processo de formação. A magnetização de uma rocha pode ser de dois tipos: a magnetização induzida, que é provocada pelo campo magnético atual da Terra, atuando em minerais paramagnéticos; e a magnetização residual remanescente ou remanente, adquirida pela rocha durante a sua formação (rochas ígneas e sedimentares) ou transformação (rochas metamórficas), geralmente associada a materiais ferrimagnéticos.

Os principais processos de geração da magnetização residual remanescente são:

- a) Magnetização termoremanescente - ocorre quando o material magnético é resfriado abaixo da temperatura de Curie ($580\text{ }^{\circ}\text{C}$), na presença de um campo magnético externo. O campo externo (campo magnético Terrestre) faz com que os minerais ferrimagnéticos fiquem orientados enquanto a rocha esfria. Esse é o principal mecanismo de geração de magnetismo em rochas ígneas;
- b) Magnetização detrítica - ocorre durante o processo de deposição de partículas de granulometria fina. Essas partículas se depositam lentamente, permitindo que os grãos magnéticos se orientem de acordo com o campo magnético externo. Esse é o mecanismo de geração do magnetismo remanescente de rochas sedimentares de granulometria fina (argilitos);
- c) Magnetização química - ocorre quando os grãos de minerais magnéticos aumentam seu tamanho ou são transformados em outros em processos cuja temperatura não atinge o ponto de Curie. Esse processo ocorre na formação de rochas sedimentares químicas e também em processos metamórficos;
- d) Magnetização viscosa - é produzida quando uma rocha é submetida ao campo terrestre por um longo período;

- e) Magnetização piezo-remanescente - ocorre quando a rocha é submetida ao campo magnético terrestre e a elevadas pressões. Esse tipo de magnetização relaciona-se a processos tectônicos.

3.2.4 Susceptibilidade Magnética das Rochas

A susceptibilidade magnética de uma rocha é uma propriedade intrínseca ao material, ou seja, à composição da rocha. Quanto maior for a susceptibilidade magnética de um material, mais intensa será a sua magnetização, quando exposto a um campo magnético constante (TELFORD *et al.*, 1990; KEAREY *et al.*, 2009). A susceptibilidade magnética é constante para alguns materiais e variável, de acordo com a intensidade do campo magnético, para outros materiais.

Os minerais ferromagnéticos, especialmente a magnetita, são os principais geradores das anomalias magnéticas. Assim podemos estabelecer uma relação quantitativa entre o valor da susceptibilidade magnética de uma rocha e o seu teor de magnetita: $k = 0.3 p$, onde p é a porcentagem em volume de magnetita na rocha. Os valores de susceptibilidade magnética das rochas são adimensionais. Pois não possui unidade, seus valores diferem dependendo do sistema de unidade quantificada de H e I . Nos valores dados aqui assumimos o uso do SI. Para converter as unidades de susceptibilidade do **SI** para **CGS**, basta dividir por 4π .

Embora cada tipo de rocha possa apresentar diferentes valores de susceptibilidade magnética, é possível listar uma faixa para cada tipo de rocha (tabela 1). Em geral, as rochas sedimentares e as rochas ígneas ácidas apresentam baixos valores de susceptibilidade e rochas ígneas básicas apresentam valores elevados (TELFORD *et al.*, 1990).

A intensidade de magnetização I é relacionada à intensidade do campo magnético induzindo H , através da constante de proporcionalidade k , conhecida como a susceptibilidade magnética.

$$I = kH \quad (5)$$

A suscetibilidade magnética é uma constante sem unidade que é determinada pelas propriedades físicas do material magnético. Podendo assumir valores positivos ou negativos. Quando o valor é positivo, implica que o campo magnético induzido I , estará na mesma direção do campo induzindo H . Quando o valor for negativo, implicará que o campo magnético induzido está em direção oposta como o campo induzindo.

Tabela 1 - Exemplos dos valores de Suscetibilidade magnética de algumas rochas e minerais.

Material	Susceptibilidade $\times 10^3$ (SI)
Ar	~ 0
Quartzo	-0,01
Rocha de Sal	-0,01
Calcita	-0,001 a 0,01
Esfarelita	0,4
Pirita	0,05 a 5
Hematita	0,5 a 35
Ilmenita	300 a 3500
Magnetita	1200 a 19200
Limonita	0 a 3
Grãos de Areia	0 a 20
Xisto	0,01 a 15
Gnaisse	0,1 a 25
Ardósia	0 a 35
Granito	0 a 50
Gabro	1 a 90
Basalto	0,2 a 175
Peridotita	90 a 200

Fonte: extraído de TELFORD *et al.*, 1990.

Na tabela acima está exemplificado a larga faixa de variação de susceptibilidade entre diferentes rochas e minerais, e também em rochas do mesmo tipo. Além disso, como em outras propriedades físicas, há considerável superposição nas susceptibilidades medidas.

3.3 Método Gravimétrico

O levantamento gravimétrico, possibilita investigar a geologia de subsuperfície com base nas variações no campo gravitacional da Terra, provenientes das diferenças de densidade entre rochas na subsuperfície. Uma região com uma ampla gama de situações geológicas dará origem a uma zona de massas anômalas que produzirão anomalias de gravidade significativas, já em pequena escala, depressões sobre uma superfície rochosa, como por exemplo, um vale, pode dar origem a anomalias mensuráveis. Em uma escala maior, pequenas anomalias negativas estão associadas com domos de sal. Em uma escala maior, grandes anomalias da gravidade podem estar relacionadas a granitos plutônicos ou bacias sedimentares. Através da forma de uma anomalia da gravidade podemos calcular aproximadamente a forma geométrica e profundidade do corpo que a produziu.

A magnitude da gravidade terrestre está diretamente ligada a cinco fatores, que são: a latitude, a altitude, a variação da topografia das áreas adjacentes, ao movimento das mares terrestres e as variações em subsuperfície da densidade. A gravimetria de exploração está relacionada com as diferenças de densidade em subsuperfície que produzem anomalias, e sabemos que essas anomalias são geralmente muito menores do que as variações de latitude e de altitude, e maiores que as anomalias de maré e de efeitos da topografia.

3.3.1 O Elipsoide de Referência

A forma da Terra obtida através de medições geodésicas e rastreamento de Satélite mostra uma forma quase esférica, sendo abaulada na região do equador e com achatamento nos polos. O achatamento é dado por: $\frac{R_{eq} - R_p}{R_{eq}} = 1/298,25$; onde

R_{eq} e R_p são os raios da Terra no Equador e nos polos respectivamente.

Define-se por elipsoide a superfície matemática (representada por uma elipse bi-axial de revolução – elipsoide), sobre a qual estão referidos todos os cálculos geodésicos.

O esferoide de referência é um elipsoide oblato que se aproxima da superfície do nível médio do mar, excluindo-se a superfície da Terra acima deste nível. A partir de 1930 a International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) passou a adotar uma fórmula (NETTLETON, 1976, p 17.) para calcular o valor teórico da gravidade g_t . Entretanto esta fórmula foi substituída mais tarde (WOOLARD, 1979) pelo Geodetic Reference System 1967 (GRS67).

$$g_t = 978031,846 (1 + 0,005278895 \text{ sen}^2 \phi + 0,000023462 \text{ sen}^4 \phi) \text{ mGal} \quad (6)$$

onde, ϕ é a latitude (TELFORD *et al.*, 1976).

3.3.2 Princípio Teórico

Em 1687, Newton publicou *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*, que, dentre outras teorias, proferiu a lei de Newton da atração gravitacional: a magnetude da força de gravitacional (F) entre duas massas m_1 e m_2 é, diretamente proporcional ao produto das massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância r entre elas. Sendo dada pela seguinte fórmula:

$$F = G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad (7)$$

onde, G representa a constante gravitacional ($G=6,6732 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2 \text{ kg}^{-2}$ no SI).

Partindo da premissa da atração gravitacional de uma Terra homogênea, esférica de raio R , de massa M e considerando m_1 como a massa da terra e m_2 a massa do elemento sensor de um gravímetro, a força que age em m_2 pode ser também considerada aplicando a segunda lei de Newton (BLAKELY, 1996), então fazendo a substituição na equação anterior (7) teremos:

$$F = m \cdot g; \quad F = G \frac{Mm}{R^2} \Rightarrow m \cdot g = \frac{GMm}{R^2} \therefore g = G \frac{M}{R^2} \quad (8)$$

Neste caso, a gravidade seria constante. No entanto, a forma elipsoidal, rotação, irregularidade do relevo da superfície e à distribuição interna de massa são fatores que causam uma variação de gravidade na Terra ao longo da sua superfície.

O campo gravitacional é geralmente definido em termos do potencial gravitacional U :

$$U = G \frac{M}{r} \quad (9)$$

Considerando a aceleração da gravidade, “g” é uma grandeza vetorial, com as duas componentes, magnitude e direção (vertical para baixo). Já o potencial gravitacional U é uma grandeza escalar, tendo apenas a magnitude. A primeira derivada de U em qualquer direção fornece a componente da gravidade na mesma direção (KEAREY *et al.*, 2009).

3.3.2.1 Unidade de medida da gravidade

A unidade utilizada em geofísica é cm/s^2 e denominou-se de *Gal* em homenagem ao físico Galileu Galilei.

O valor de “g” ao nível do mar é de cerca de 980 cm/s^2 . Essa unidade, mesmo sendo pequena quando comparada ao valor de g , é muito grande em relação às variações de gravidade que devem ser detectadas (KEAREY *et al.*, 2009). Então, usualmente, utiliza-se o *miliGal*, para medir a gravidade residual na sua forma abreviada seria mGal ($1\text{mGal} = 10^{-3} \text{ Gal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2$). Mas também existe outra unidade utilizada que é o *gu* (*gravity unit*) ou unidade de gravidade, na correspondência com o Gal seria $1 \text{ gu} = 0,1 \text{ mGal}$ (TELFORD *et al.* 1990). Na tabela 2 está representada a equivalência entre as unidades.

Tabela 2 - Equivalência da unidade gal com a unidade representativa da aceleração no SI

Equivalência entre as unidades.		
Unidade	Símbolo	Equivalência
Gal	Gal	10^{-2} ms^{-2}
miligal	mGal	10^{-5} ms^{-2}
microgal	μGal	10^{-8} ms^{-2}

Fonte: extraído de TELFORD *et al.*, 1990.

As medidas de gravidade feitas em levantamentos marítimos podem ser comparadas com o campo de referência g_0 , porque a geóide corresponde ao nível do mar. Em levantamentos aéreos ou terrestres, entretanto, é necessário fazer a correção de elevação acima ou abaixo do nível do mar.

3.3.3 O Geoide

Segundo o conceito introduzido pelo matemático alemão CARL FRIEDRICH GAUSS (1777-1855), a forma do planeta, é o GEOIDE que corresponde à superfície do nível médio do mar homogêneo supostamente prolongado sob os continentes.

Essa superfície se deve, principalmente, às forças de atração (gravidade) e força centrífuga (rotação da Terra).

O elipsoide de referência internacional é uma boa aproximação para a superfície do potencial de gravidade, mas é realmente uma aproximação matemática. A superfície equipotencial física de gravidade é chamada de geóide, ela reflete a verdadeira distribuição de massa no interior da Terra e difere do elipsoide teórico por pequenas quantidades. Fora do continente o geóide coincide com a superfície livre do oceano, se não for afetada por efeitos perturbadores temporários como ondas, ventos, correntes oceânicas, variações de temperatura e salinidade (TELFORD *et al.*, 1990).

Sobre a superfície continental o geóide é afetado pela massa de terra acima do nível médio do mar. A massa dentro do elipsoide provoca uma atração gravitacional descendente em direção ao centro da Terra, mas uma colina ou

montanha cujo centro de gravidade esteja fora do elipsoide provocará uma atração para cima. Isso provoca a elevação local do geóide acima do elipsoide, o deslocamento entre o geóide e a elipsoide é chamado de ondulação do geóide; a elevação provocada pela massa acima do elipsoide será uma ondulação positiva (TELFORD *et al.*, 1990, KEAREY *et al.*, 2009).

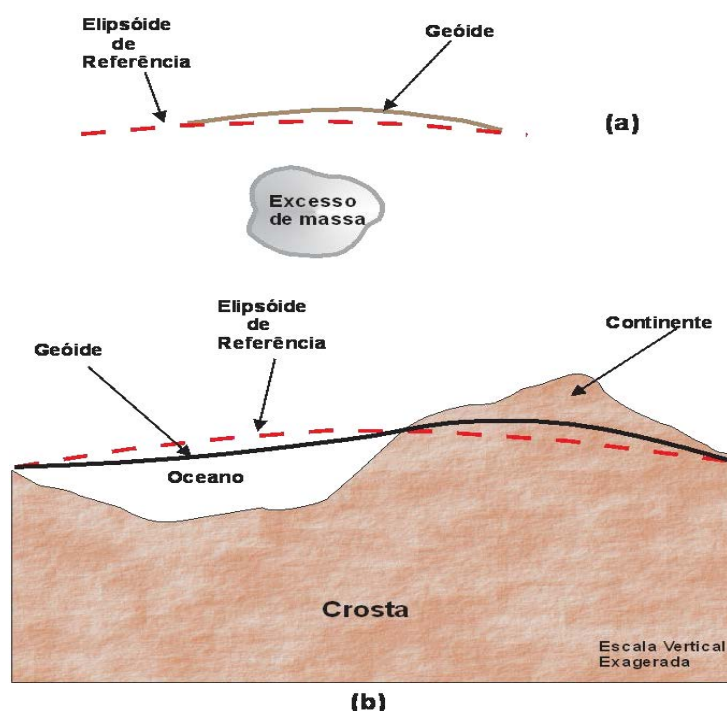
Por definição, o nível médio da superfície do mar é denominado de geóide, uma vez que o nível médio do mar nos oceanos e sobre superfícies de água do mar que estejam em canais separados por massas de terra.

3.3.3.1 Ondulações do geóide

O elipsoide é uma superfície matemática com forma e dimensões próximas ao geóide e utilizado nos levantamentos geodésicos como uma superfície de referência no posicionamento horizontal. A ondulação geoidal representa a separação entre a superfície do elipsoide e a superfície do geóide, pois estas superfícies, geralmente, não são paralelas e nem tampouco coincidentes (KEAREY *et al.*, 2009).

Ao formularmos a figura teórica da Terra com a distribuição de massa abaixo do elipsoide, estamos considerando uma distribuição homogênea. Um excesso de massa localizada em um ponto abaixo da elipsoide provocará um desvio e um aumento da gravidade neste ponto. O potencial do elipsoide é conseguido afastando-se mais do centro da Terra (Figura 15b). A superfície equipotencial é forçada a deformar para cima, isso dá uma ondulação do geóide positiva sobre um excesso de massa sob o elipsoide (Figura 15a) (TELFORD *et al.*, 1990). Entretanto, uma deficiência de massa abaixo do elipsoide vai desviar o geóide abaixo do elipsoide, causando uma ondulação negativa do geóide. Assim, devido a uma topografia irregular e à distribuição de massa interna heterogênea da Terra, o geóide é uma superfície equipotencial irregular.

Figure 3.5 - Comparação do Elipsoide de referência e Geóide.



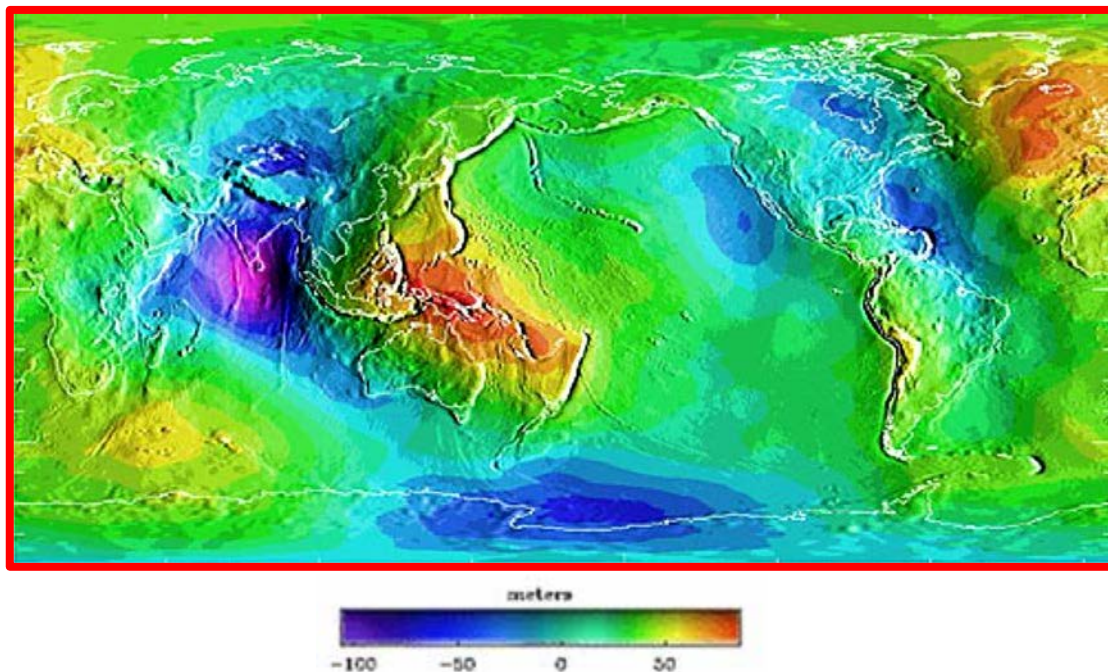
Legenda: (a) deformação do geóide por uma massa local.
 (b) deformação em grande escala.

Fonte: TELFORD *et al.*, 1990. Modificado pelo autor, 2016.

O potencial do geóide é representado matematicamente por funções harmônicas esféricas que envolvem os polinômios de Legendre associados. O geóide é uma superfície equipotencial para a distribuição real da densidade da Terra, de modo que o potencial do geóide varia com a longitude e com a colatitude. Estas variações são levadas em conta na expressão do potencial como uma soma de funções esféricas harmônicas (TELFORD *et al.*, 1990).

A maior ondulação negativa (-105 m) é no Oceano Índico ao sul da Índia, e a maior ondulação positiva (+ 73 m) está no Oceano Pacífico equatorial, norte da Austrália (Figura 16). Estas feições de grande escala são muito amplas para serem atribuídas a crosta superior ou a massas anômalas na litosfera.

Figura 16 - Representação da superfície irregular da Terra e ponto menor quantidade de massa.



Fonte: ONCOTO. Disponível em: <http://www.oncoto.org/arquivos/geo_elipse_tals>. Acesso em 25/10/2015.

3.3.4 Densidade das Rochas

As anomalias de gravidade são resultantes da diferença de densidade ou do contraste de densidade entre um corpo rochoso e a região adjacente. Normalmente a densidade não é medida “*in situ*”, embora isso possa ser feito com ferramentas de perfilagem de poço. A densidade também pode ser estimada através da velocidade das ondas sísmicas. Muitas vezes as medidas de densidade são feitas em laboratórios, com amostra de pequenos afloramentos ou amostras tiradas com brocas. Entretanto os resultados laboratoriais dificilmente mostram a verdadeira densidade das rochas, pois as amostras podem sofrer alteração, fragmentação, desidratada, ou sofrer modificação no processo de coleta. Assim, as medidas realizadas nos laboratórios, muitas vezes, não representam a densidade real da amostra encontrada no campo (KEAREY *et al.*, 2009).

Em experimentos observou-se que as densidades das rochas sedimentares são menores do que a das rochas metamórficas e do que a das rochas ígneas. As rochas sedimentares apresentam uma ampla gama de densidade, isso é devido,

principalmente, a variações na porosidade. O tipo de fluido nos poros também afeta a densidade. Além disso, outros fatores também podem influenciar, tais como: idade da rocha, história pregressa, e a profundidade.

Segundo Kearey *et al.* (2009) quando temos um corpo de densidade ρ_1 incorporado em um material de densidade ρ_2 , o contraste de densidade $\Delta\rho$ é dado por:

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 \quad (10)$$

O sinal do contraste de densidade vai determinar o sinal da anomalia de gravidade.

Dentre todos os parâmetros geofísicos, as densidades das rochas estão entre os que apresentam uma faixa de variação menor. A maior parte dos tipos de rochas comuns apresenta densidade na faixa entre 1,60 a 3,20 g.cm⁻³.

A densidade de uma rocha depende de dois fatores, a saber: a sua composição mineral e a sua porosidade. Segundo Kearey *et al.* (2009) a variação da porosidade seria a principal causa da variação de densidade no caso das rochas sedimentares. Mas no caso de sequência estratigráfica de rochas sedimentares, a densidade tende a aumentar com a profundidade, devido à compactação, a idade e à progressiva cimentação. Entretanto tratando-se de rochas metamórficas e rochas ígneas, a porosidade é considerada desprezível. Sendo a composição mineral a principal causa da variação da densidade. A densidade tem uma relação indireta com a acidez, pois quando a densidade da rocha geralmente aumenta, a sua acidez diminui. Entretanto no caso das rochas ígneas básicas e ultrabásicas ocorre uma progressão do aumento da densidade com a acidez.

Na tabela 3 são apresentados valores de densidade classificados por tipos de rocha, faixa de variação e média estimada.

Tabela 3 – Valores de variação de densidades e tipos de rochas

Densidades e Tipos de rochas		
Tipos de Rochas	Faixa (g/cm³)	Média (g/cm³)
Sedimentares (secas)		
Solo	1,20 – 2,40	1,92
Argila	1,63 – 2,60	2,21
Aluvião	1,96 – 2,00	1,98
Cascalho	1,70 – 2,40	2,00
Areia	1,70 – 2,30	2,00
Arenito	1,61 – 2,76	2,35
Folhelho	1,77 – 3,20	2,40
Calcário	1,93 – 2,90	2,55
Dolomita	2,28 – 2,90	2,70
Rochas Sedimentares (média)		2,50
Rochas Ígneas		
Obsidiana	2,20 – 2,40	2,30
Riolito	2,35 – 2,70	2,52
Andesito	2,40 – 2,80	2,61
Granito	2,50 – 2,81	2,64
Granodiorito	2,67 – 2,79	2,73
Sienito	2,60 – 2,95	2,77
Diorito Quartzo	2,62 – 2,96	2,79
Diorito	2,72 – 2,99	2,85
Lavas	2,80 – 3,00	2,90
Diabásio	2,50 – 3,20	2,91
Norito	2,70 – 3,24	2,92
Basalto	2,70 – 3,30	2,99
Gabro	2,70 – 3,50	3,03
Peridotito	2,78 - 3,37	3,15
Ácidas	2,30 – 3,11	2,61
Básicas	2,09 – 3,17	2,79
Rochas Metamórficas		
Quartzito	2,50 – 2,70	2,60
Xisto	2,39 – 2,90	2,64
Graywacke	2,60 – 2,70	2,65
Mármore	2,60 – 2,90	2,75
Serpentinito	2,40 – 3,10	2,78
Ardósia	2,70 – 2,90	2,79
Gnaisse	2,59 – 3,00	2,80
Anfibolito	2,90 – 3,04	2,96
Eclogito	3,20 – 3,54	3,37
Metamórficas	2,40 – 3,10	2,74

Fonte: extraído de TELFORD *et al.*, 1990.

Em trabalhos de gravimetria, o conhecimento da densidade das rochas é fundamental para proporcionar maior exatidão na interpretação das anomalias gravimétricas.

A densidade, geralmente, é determinada por medições feitas diretamente na amostra da rocha e um dos procedimentos utilizados é a pesagem da amostra no ar e dentro da água, pois a diferença do peso fornece o volume. Assim, a densidade da amostra seca pode ser obtida. Quando temos uma amostra de rocha porosa a densidade deve ser calculada pelo procedimento descrito acima, após saturar a rocha com água. O valor da densidade que será utilizado então, dependerá da localização da rocha acima ou abaixo do nível freático.

Experimentos demonstraram que a densidade de qualquer tipo de rocha em particular pode ter uma faixa de variação bem ampla. Devido a esse fator, normalmente, é necessário efetuar medidas em várias amostras de cada tipo de rocha, a fim de se obter a variância e densidade média confiáveis.

Além desses métodos diretos de determinação da densidade, existem vários métodos indiretos (ou *in situ*). Estes trabalham geralmente com uma densidade média de rocha que pode ser bastante variável internamente.

3.3.5 Anomalias regionais e anomalias residuais

As anomalias de gravidade são resultantes da heterogeneidade na distribuição da densidade da Terra. Como já foi dito, sendo a densidade de uma rocha na subsuperfície de um corpo ρ_1 e a densidade da rocha em volta do corpo ρ_2 e, $\Delta\rho$ o contraste de densidade. Se o corpo tem uma densidade mais alta que a rocha ao seu redor, então temos um contraste de densidade positivo; quando o corpo tem densidade menor que a rocha ao seu redor, então temos um contraste de densidade negativo (KEAREY *et al.*, 2009).

A forma da anomalia de gravidade é determinada pela dimensão, contraste de densidade e profundidade dos corpos anômalos. A extensão horizontal das anomalias é denominada de comprimento de onda. Esse comprimento de onda permite fazer uma estimativa da profundidade do corpo anômalo. Corpos extensos e profundos produzem grandes anomalias (de longo comprimento de onda) em baixa

latitude, enquanto que corpos pequenos e rasos produzem anomalias de formas estreitas (de curto comprimento de onda) (TELFORD *et al.*, 1990).

Quando observamos um mapa de anomalia Bouguer, nele estão representados contornos que são produzidos por anomalias sobrepostas de várias fontes e diferentes profundidades. As anomalias de longo comprimento de onda são resultantes do contraste de densidade profundos e são chamadas de anomalias regionais. Estas anomalias são importantes nos estudos e compreensão da estrutura em larga escala da crosta terrestre nas suas principais características geográficas, como cadeias de montanhas, cristas oceânicas e zonas de subducção. As anomalias residuais de curto comprimento de onda são produzidas por massas anômalas rasas que podem ser de grande interesse para exploração comercial. O conhecimento da geologia da região é fundamental para interpretação das anomalias residuais. Em regiões de escudos erodidos, como por exemplo no Canadá e na Escandinávia as anomalias de gravidade que apresentam comprimento de onda muito curto podem estar relacionadas a corpos mineralizados próximos da superfície. Entretanto, nas bacias sedimentares, as anomalias de curto a médio comprimento de onda podem ser produzidas por estruturas relacionadas a reservatórios de petróleo ou de gás natural.

3.4 Método Magnetotelúrico

O método magnetotelúrico (MT) é um método eletromagnético classificado como passivo dentro da exploração geofísica por utilizar sinais naturais como fonte para estimar as propriedades físicas da Terra.

A elaboração da base teórica do método teve o seu ponto de partida com Tikhonov (1950) e Cagniard (1953). A sua formulação descreve que as variações temporais dos campos elétricos e magnéticos ocorrem devido à incidência das ondas planas (eletromagnéticas) se deslocando verticalmente à Terra.

O método registra as flutuações do campo elétrico (**E**) e magnético (**H**), em direções ortogonais na superfície da Terra, permitindo obter no domínio da frequência, estimativas da condutividade elétrica ou da resistividade elétrica das estruturas geológicas em subsuperfície, desde algumas dezenas de metros até

centenas de quilômetros. Embora menos difundido que o método sísmico, o MT está sendo cada vez mais utilizado na Geofísica Aplicada.

O MT tem apresentado bons resultados, principalmente em regiões de soleiras de diabásio, domos de sal e sistemas de falhas de cavalgamento (HOVERSTEN *et al.*, 1998; KEY, 2003; ABARCA, 2004; MENEZES, 2013) e ainda em áreas de pesquisas de fundo geológico, estruturas da crosta, estudos geotérmicos e hidrológicos.

3.4.1 Fonte Eletromagnética do Sinal em MT

De acordo com Simpson & Bahr (2005), os mecanismos principais existentes para geração dos campos eletromagnéticos utilizados pelas sondagens MT podem ser de dois tipos distintos:

- a) Na faixa acima de 1 Hz as ondas eletromagnéticas usadas para sondagem MT são geradas pela atividade elétrica em todo o mundo. As ondas eletromagnéticas emitidas por descargas atmosféricas individuais ficam parcialmente presas no feixe (guia) de ondas, formado entre a ionosfera condutora e a parte da atmosfera com a maior concentração de íons estendendo-se 100-250 km acima da superfície terrestre. Essas ondas podem viajar longas distâncias e os relâmpagos em qualquer lugar do mundo são suficientes para fornecer uma fonte contínua em qualquer ponto da superfície da Terra.
- b) Ventos solares consistem de partículas ionizadas que fluem radialmente para fora a partir do sol.

Figura 17 - Distorção da magnetosfera devido à interação do vento solar.



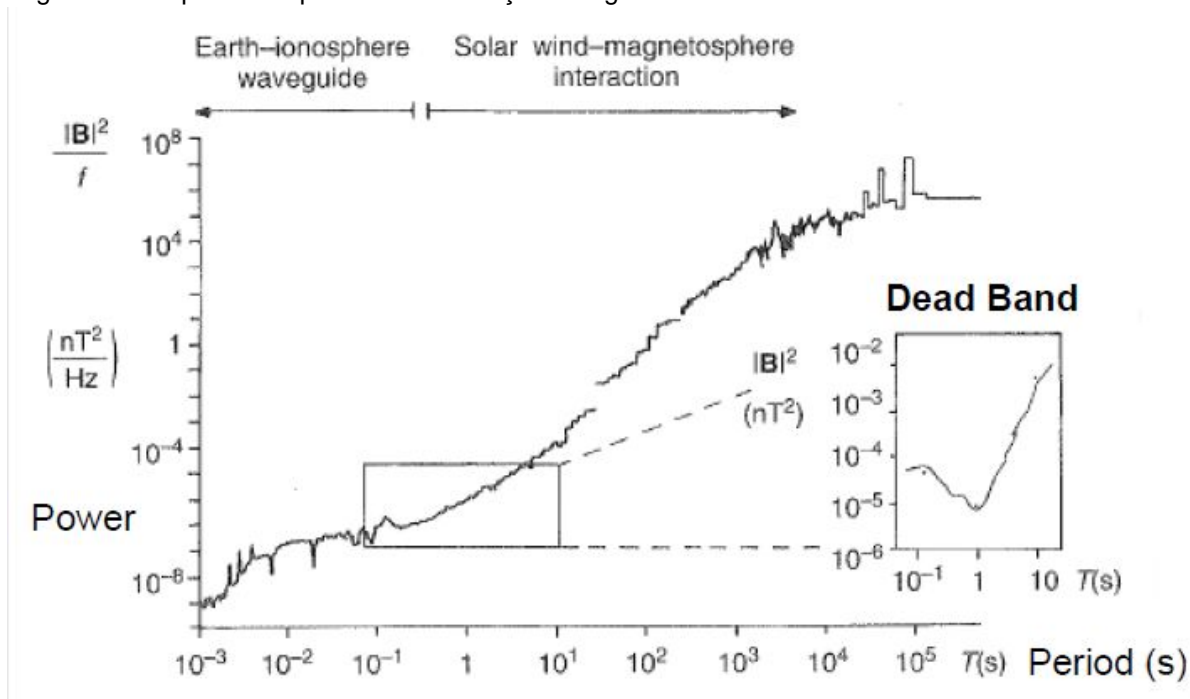
Nota: A magnetosfera estende-se a mais de 10 vezes o raio da Terra no lado do dia e mais de 40 vezes o raio da terra no lado noite.

Fonte: NAIDU (2012).

Estas partículas ionizadas são desviadas pelo campo magnético da Terra na região externa da magnetosfera e são guiadas ao redor da Terra para longe da cauda ao longo das linhas do campo magnético (Figura 17). As variações desses campos magnéticos exteriores podem ser medidas na superfície da Terra. As frequências típicas de tais variações são de cerca de 10^{-5} a 1 Hz. As amplitudes dessas variações são maiores em períodos de alta atividade solar e atingem valores acima de 100 nT em períodos de várias horas.

Segundo Santos (2012) nos sinais medidos em levantamentos MT observa-se uma estreita faixa interagindo com a ionosfera com frequências entre 10^{-1} Hz e 1 Hz. Essa estreita faixa em que o espectro do campo electromagnético natural tem uma potência mínima que produz sinais de MT de baixa amplitude é conhecida como a banda morta (Figura 18). A “banda morta” manifesta-se frequentemente e devido ao baixo conteúdo espectral ocorre uma redução da qualidade dos dados, visível nas curvas de MT (SIMPSON & BAHR, 2005).

Figura 18 - Espectro de potência de variações magnéticas naturais.



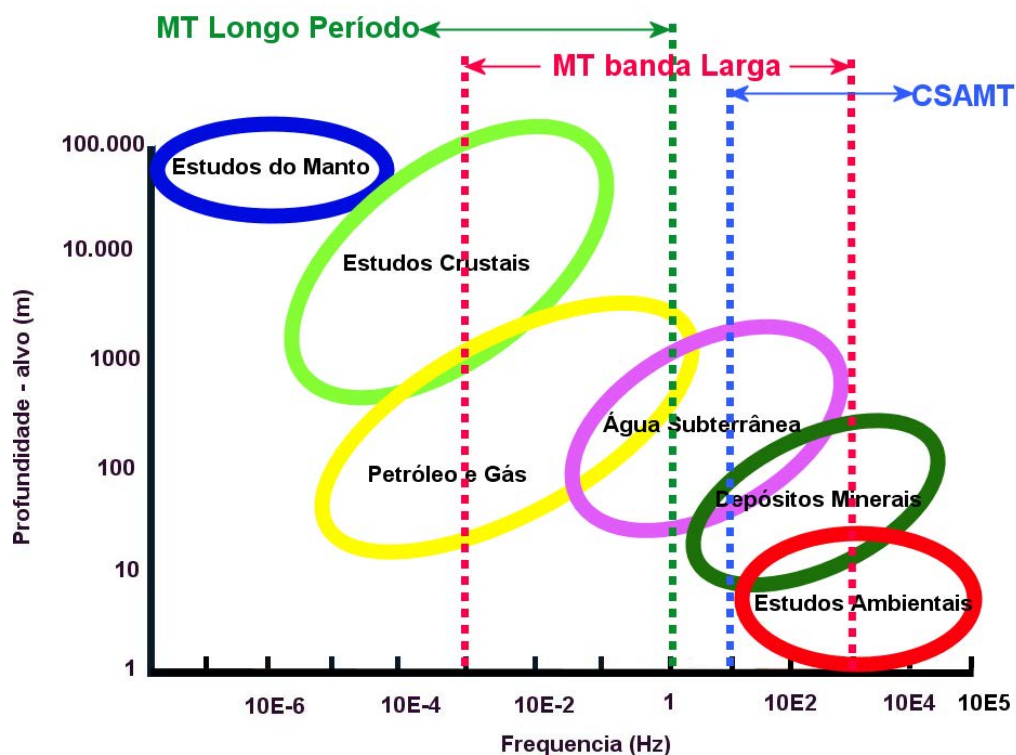
Nota: A inserção mostra o mínimo do espectro de potência na banda morta (*dead-band*).

Fonte: modificado a partir de SIMPSON & BAHR, 2005.

3.4.2 Aplicações do método MT

O método MT apresenta uma faixa de frequência de 10^{-7} a 10^5 Hz e podendo atingir uma profundidade de penetração de dezenas de metros até centenas de quilômetros. A sua aplicabilidade depende do alvo que se queria atingir (Figura 19), indo desde estudos do manto 10^{-7} Hz até estudos ambientais 10^5 . No caso desta tese utilizou-se um equipamento MT de banda larga com variação de 10^{-3} a 10^3 Hz.

Figura 19 – Faixas de frequência e profundidade alcançadas pelo método MT.



Fonte: Modificado de LA TERRA, 2007.

Jones *et al.* (2001a) apresentaram resultados de três experimentos MT no Slave Craton no Canadá, região onde ocorreu a descoberta de tubos de kimberlito diamantíferos. Em outro trabalho Haak & Hutton (1986) determinaram que a resistividade elétrica no intervalo de profundidade da crosta e o manto superior variam cerca de sete ordens de magnitude. Outros trabalhos do estudo da crosta e manto no Brasil são: os de Figueiredo (1997) e Bologna *et al.* (2000).

3.4.3 Equações de Maxwell e definições básicas

Para compreensão do método MT é necessário o conhecimento da teoria de indução eletromagnética, cuja fundamentação obedece às equações de Maxwell (SIMPSON & BAHR, 2005; CASTELLS, 2006). Estas equações têm papel importante nesse contexto e tornaram-se a base do método, pois unificam os campos elétrico e magnético.

As quatro equações de Maxwell que descrevem os fenômenos eletromagnéticos são: a lei de Ampère, a lei de Faraday, a lei de Gauss para o campo elétrico e lei de Gauss para o campo magnético.

Estas podem ser expressas na forma diferencial e no Sistema Internacional de Unidades (SI) como:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Lei de Ampere} \quad (11)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Lei de Faraday} \quad (12)$$

$$\nabla \circ \vec{D} = \rho \quad \text{Lei de Gauss para campos elétricos} \quad (13)$$

$$\nabla \circ \vec{B} = 0 \quad \text{Lei de Gauss para campos magnéticos} \quad (14)$$

sendo:

“ \vec{H} ” → Intensidade do campo magnético [A/m]

“ \vec{E} ” → Intensidade do campo elétrico [V/m]

“ \vec{B} ” → Vetor de Indução magnética [Wb/m²]

“ \vec{D} ” → Vetor de deslocamento elétrico [C/m²]

“ \vec{J} ” → Densidade de corrente [A/m²]

3.4.4 Profundidade de investigação (Skin Depth)

Em estudos MT o termo “*Skin Depth*” é utilizado quando se trata da profundidade de investigação da subsuperfície. Segundo Menezes (2013), a profundidade de penetração dos campos no interior da terra é inversamente proporcional à condutividade do meio (Figura 20). Assim sendo, para um meio isotrópico homogêneo, teremos um decaimento do campo exponencialmente com a profundidade. Então a “*Skin depth*” corresponde à profundidade na qual ocorre a atenuação do campo a 1/e (aproximadamente 37 por cento) do seu valor original na superfície.

A “*Skin depth*” (δ) pode ser calculada pela seguinte equação (PATRA &

MALLICK, 1980).

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega\mu\sigma} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ ou } \delta \approx 500 \sqrt{\rho/f} \quad (15)$$

sendo: $\delta = \text{Skin depth (m)}$;

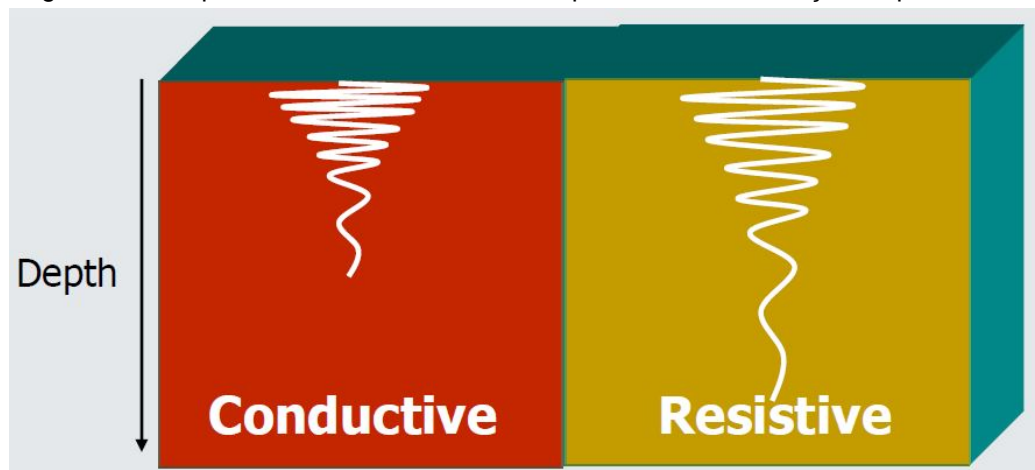
$\omega = 2\pi f = \text{frequencia angular, com } f \text{ frequencia (Hz)}$;

$\mu = \text{permeabilidade Magnética } \left(\frac{H}{m} \right)$;

$\sigma = \text{Condutividade (S/m)}$,

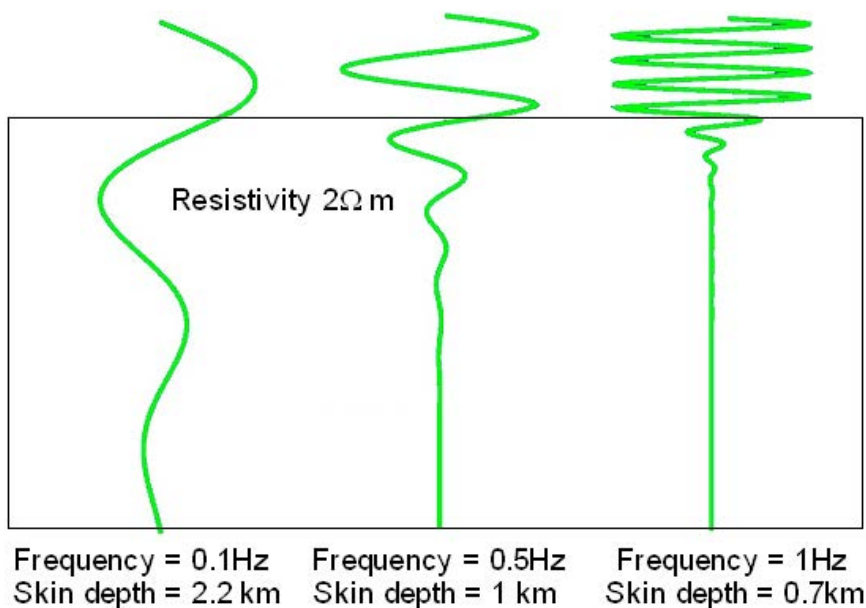
A equação 15 demonstra a dependência entre a profundidade de investigação e o período de oscilação em um campo eletromagnético (EM). Quando o período de oscilação é maior observa-se que a “Skin-depth” aumenta e a penetração da onda é maior. Se o período de oscilação diminui, a “Skin-depth” será menor e as ondas tendem a se concentrar mais próximas da superfície da Terra (Figura 21).

Figura 20 – Esquemático do efeito da “Skin Depth” no meio em função da profundidade.



Fonte : MILLINGAN, 2013.

Figura 21 – Representação do efeito da “Skin Depth” no meio no método MT, na relação frequência x profundidade.



Fonte: Modificado de LA TERRA, 2007.

3.4.5 Tensor Impedância

O tensor de impedância eletromagnética (Z) é definido em um meio homogêneo pela relação entre as componentes horizontais do campo elétrico (E_x e E_y) e do campo magnético (H_x e H_y) em direções ortogonais, em um único local de medida (CANTWELL, 1960). A relação do tensor impedância (Z) está representada abaixo:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x/\mu_0 \\ B_y/\mu_0 \end{pmatrix} \text{ ou } \vec{E} = Z\vec{B}/\mu_0 \text{ ou } \vec{E} = Z\vec{H} \quad (16)$$

Onde μ_0 representa a permeabilidade magnética do meio.

As componentes de Z estão relacionadas com a resistividade aparente ρ_a e fase \emptyset pelas seguintes fórmulas:

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\mu_0\omega} |Z(\omega)|^2 \quad (17)$$

$$\varnothing(\omega) = \operatorname{atan}\left(\frac{\operatorname{Im}(Z)}{\operatorname{Re}(Z)}\right) \quad (18)$$

As relações apresentadas para os campos magnéticos e elétricos, representam a Terra de uma forma simples, com um semi-espaco uniforme. Mas sabe-se que ocorrem variações tornando essas relações mais complicadas em modelos mais complexos (Pinto V. R., 2009). Este fato recai nos estudos da dimensionalidade da Terra, com camadas horizontais e estruturas 2-D e 3-D.

Caso da terra unidimensional “**1-D**” – é um modelo estratigráfico em que a resistividade varia somente no eixo da profundidade. Os elementos diagonais do tensor de impedâncias (Z_{xx} e Z_{yy}) são zero, já os componentes da diagonal oposta do tensor são iguais em magnitude, mas possuem sinais opostos, assim temos:

$$\begin{cases} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} = -Z_{yx} \end{cases} \quad (19)$$

Caso da terra bidimensional “**2-D**” – O modelo 1-D com camadas não representa bem a subsuperfície do planeta, pois as unidades geológicas apresentam um comportamento bem complexo. Em uma terra 2-D a resistividade varia tanto no eixo horizontal quanto no eixo da profundidade. Os elementos do tensor de impedâncias (Z_{xx} e Z_{yy}) apresentam mesmos valores de magnitude, mas de sinais opostos, enquanto que os elementos (Z_{xy} e Z_{yx}) são diferentes. Assim temos:

$$\begin{cases} Z_{xx} = -Z_{yy} \\ Z_{xy} \neq -Z_{yx} \end{cases} \quad (20)$$

Entretanto, no caso “**2-D**”, quando a direção x ou y estiver alinhada com a direção do “strike” eletromagnético, Z_{xx} e Z_{yy} anulam-se novamente.

Caso da terra tridimensional “**3-D**” – Em uma estrutura tridimensional, a resistividade apresenta variação nas três direções (x, y, z), sabendo-se que todos os componentes do tensor impedância são diferentes entre si e não nulos. Na literatura autores como Park (1985), Mackie & Madden (1993) e Siripunvaraporn *et al.* (2005) têm utilizado recursos matemáticos, tais como equações integrais,

diferenças finitas e elementos finitos como ferramentas para tratamento do problema da indução na modelagem 3D.

3.4.6 Resistividade das Rochas

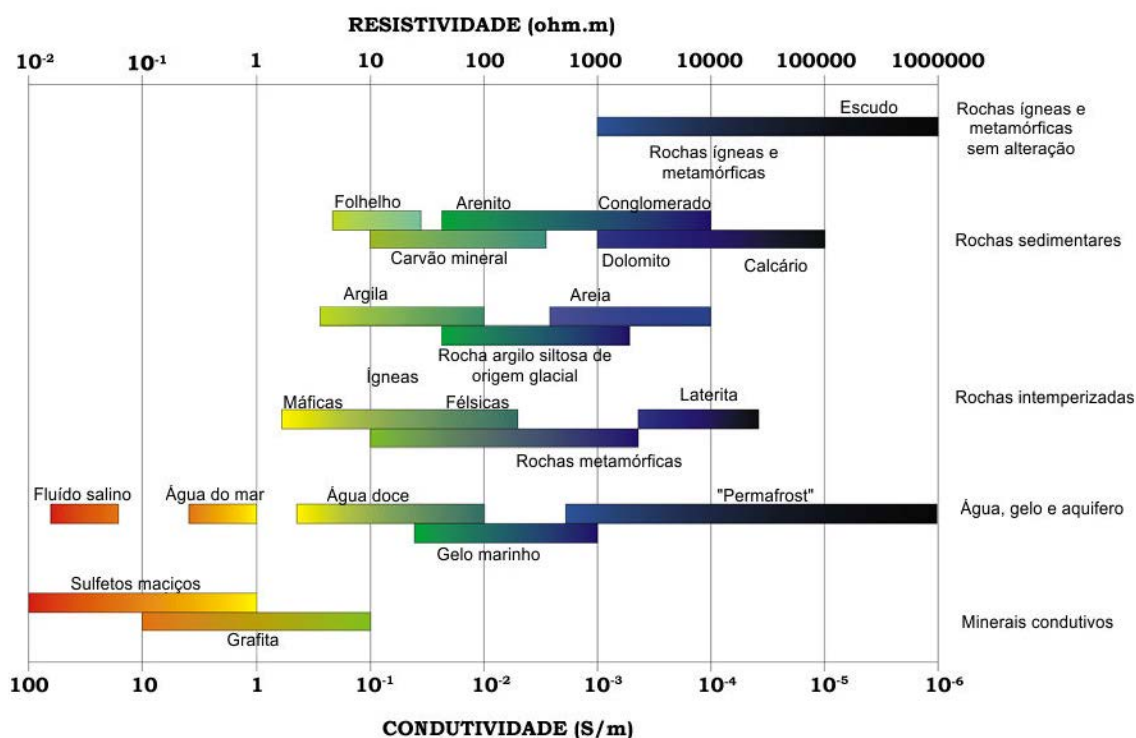
O comportamento elétrico das rochas está diretamente associado a fatores como a resistividade da matriz, a textura e distribuição dos poros, assim como a resistividade do líquido intersticial e a outros processos que ocorreram entre a matriz e as fases fluidas nas superfícies de contato.

Segundo Haak & Hutton (1986) os materiais que compõem a Terra no intervalo de profundidade da crosta e o manto apresentam uma grande variação de resistividade (com magnitude de até dez ordens), e são sensíveis a pequenas alterações em componentes secundários da rocha. Os parâmetros físicos e estruturais como: presença, distribuição e quantidade de fluidos nos poros, salinidade, permeabilidade pressão são fatores diretamente ligados à distribuição da resistividade. Keller & Frischknecht (1966) adventam que variações da resistividade em um terreno podem ser indícios da existência de estruturas como fraturas e falhas geológicas.

De acordo com Reynolds (1997), os poros das rochas podem apresentar soluções não aquosas, como exemplo os hidrocarbonetos, que possuem valores de resistividade muito elevada. Este mesmo autor ainda conclui que, de modo geral, as rochas sedimentares apresentam uma resistividade muito baixa e as rochas ígneas têm resistividade muito elevada.

Os minerais encontrados na natureza apresentam resistividade variável ao extremo. Existem minerais como enxofre puro com resistividade elevada ($10^{16} \Omega.m$) e a prata nativa com resistividade muito baixa ($1,6 \times 10^{-8} \Omega.m$).

Figura 22 – Resistividade e condutividade elétrica de alguns materiais e rochas



Fonte: Modificado de PALACKY, 1987.

A utilização dos valores de resistividade pode contribuir muito na prospecção geofísica para fazer o imageamento do subsolo. Na tabela elaborada por Palacky (1987) (Figura 22), Telford *et al.* (1990) e outros, são apresentados valores típicos de resistividade dos diferentes materiais no subsolo.

As rochas ígneas, por apresentarem um grau de porosidade muito baixa, são bons exemplos de rochas com elevados valores de resistividade elétrica.

As rochas sedimentares apresentam, em geral, um conteúdo elevado de fluidos intersticiais e são geralmente mais porosas que as rochas ígneas e metamórficas. Estas rochas possuem como característica valores de resistividade baixa se comparadas com outras variedades. Entretanto existem rochas sedimentares que apresentam resistividades muito elevadas, como as areias de duna quando secas e outras como o gesso que apresenta muito baixa porosidade.

As rochas metamórficas têm valores de resistividade intermediários comparados às duas outras. Dependendo do grau de metamorfismo da rocha existem dois fatores que podem influenciar, a porosidade e a quantidade de água. Estes podem causar o aumento na resistividade da rocha (CHIFUNGA, 2003; OLIVEIRA, 2009). No entanto, ocorrem exceções, pois alguns tipos de rochas metassedimentares contêm grafita, mineral altamente condutor que provoca a

diminuição da resistividade elétrica da rocha (JONES, 1992). Segundo Reynolds (1997) as rochas metamórficas apresentam geralmente elevados valores de anisotropia de resistividade.

3.5 Método Eletromagnético Transiente (TEM)

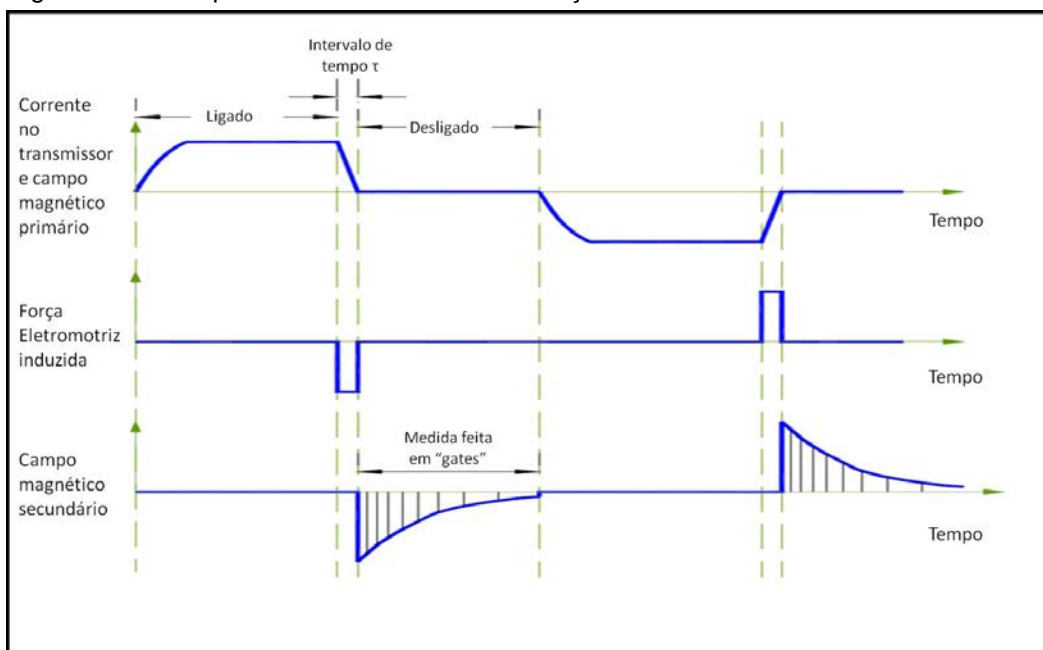
O método transiente eletromagnético (TEM) ou eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) está incluído no grupo dos métodos eletromagnéticos que utilizam fonte artificial (bobina como transmissor e receptor) (MORAIS e MENEZES, 2005). Esta técnica tem sido utilizada para delinear estruturas estratificadas de interesse geológico, assim como, na exploração de água subterrânea, corpos geotérmicos, minérios de sulfetos, condutos de grafite profundos, etc.

No método TEM, as medições são feitas utilizando um sistema composto por uma bobina conectada com um “*loop*” de forma quadrada ou circular, na qual é injetada uma corrente constante em forma de pulsos intermitentes. Esta bobina irá transmitir ou receber as ondas eletromagnéticas.

O método TEM usa o princípio da aplicação de uma forte corrente direta (DC) para geração da corrente artificial. Assim esta corrente em forma de pulsos é aplicada sobre a superfície terrestre, gerando um campo magnético primário variável que por sua vez induz correntes secundárias no interior da Terra. O resultado gera um campo magnético secundário. Quando o fluxo de corrente (campo magnético primário) é interrompido de forma controlada, o campo magnético primário torna-se nulo, assim a amplitude do campo magnético secundário decai imediatamente. Então uma bobina receptora no loop mede o decaimento da amplitude do fluxo de correntes, em função do tempo no campo magnético secundário induzido, que depende, principalmente, da condutividade elétrica, da forma e do tamanho dos condutores no subsolo. O esquemático do funcionamento pode ser visto na Figura - 23.

Nos últimos tempos, esta técnica tornou-se o método mais eficaz para corrigir o efeito estático (*static shift*) que prejudica as sondagens magnetotélúricas (Nabighian & Macnae, 1991).

Figura 23 - Princípio de funcionamento de medição do método TEM.



Nota: A figura mostra a forma da onda gerada pelo pulso de corrente transmitida, força eletromotriz primária induzida e campo secundário.

Fonte: modificado de GOLDMAN & NEUBAUER, 1994.

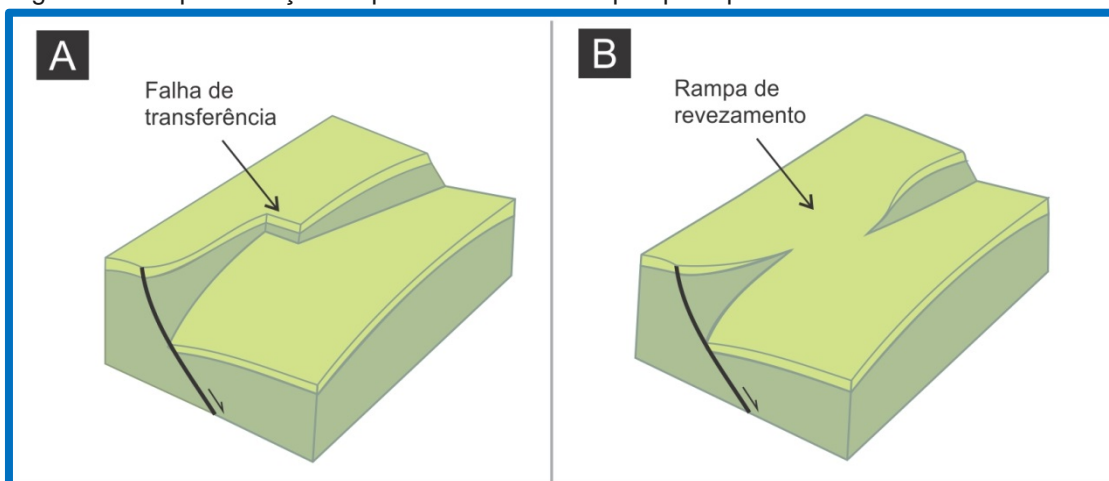
3.6 Características das Falhas de Transferência

3.6.1 Zonas de transferência

A zona de transferência, em geologia, representa uma região onde a tensão e deformação é transferida de um importante elemento estrutural para outro; fato comum de uma falha para outra nos sistemas de rifte. Portanto, falhas lítricas e dobras monoclinais na capa (*hanging wall*) são estruturas típicas ligadas por zonas de transferência, entretanto, existem complexidades. Nas zonas de transferências os termos *interbasin* e *intrabasin* têm sido propostos para delinear a magnitude da zona de transferência.

Segundo Bally (1981) e Gibbs (1984), as zonas de transferências podem ser divididas em dois grupos principais, de acordo com a distribuição espacial *en echelon* dos segmentos de falha: Falhas de transferência (*hard-linkage*), e Zonas ou rampas de revezamento (*soft-linkage*), Figura 24a e Figura 24b respectivamente.

Figura 24 - Representação esquemática dos dois tipos principais de zonas de transferência.



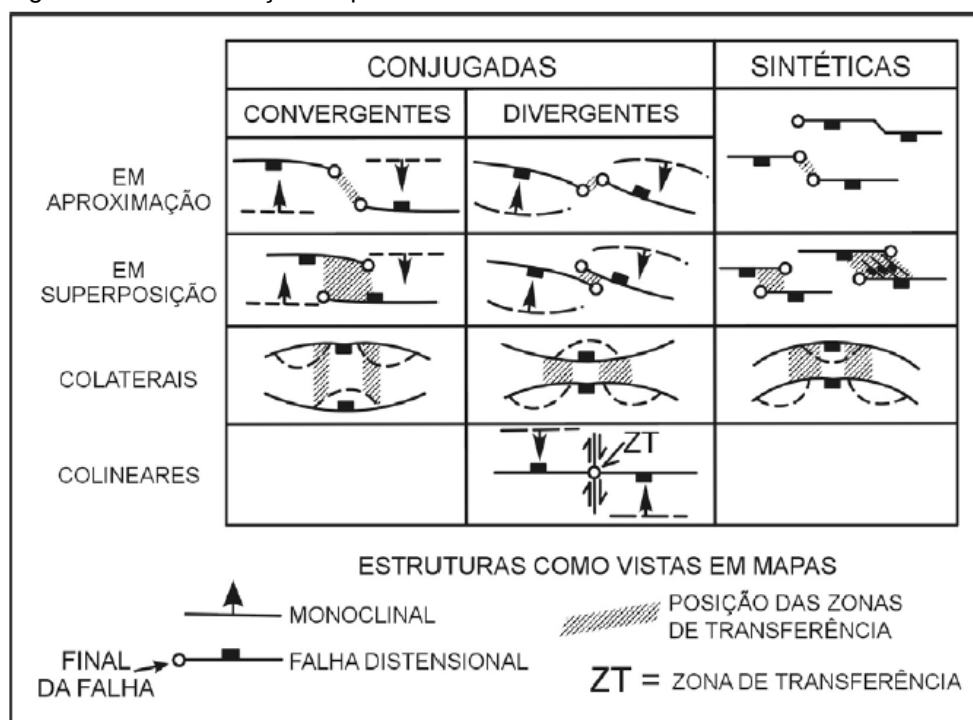
Nota: A - Falhas de transferência (*hard-linkage*) e B - zonas ou rampas de revezamento (*soft-linkage*).

Fonte: Modificado de GAWTHORPE & HUST, 1993.

As zonas de transferência podem ser descritas de acordo com as direções de mergulho das falhas como; sintética ou conjugada, e também de acordo com seu estilo de deformação; convergente ou divergente. Essas zonas de transferência também são classificadas pela sua maturidade ou evolução da propagação da falha segundo Morley *et al.* (1990); onde a principal relação com a falha é por aproximação, por superposição (*overlapping*), colateral ou colinear (Figura 25).

Como as zonas de transferência são normalmente encontradas em ambientes distensionais, muitos estudos têm sido realizados no sistema rifte do leste africano e no sistema rifte do Golfo de Suez, pois são sistemas de rifte ativos atuais. Morley *et al.* (1990) basearam seus estudos no rifte do leste africano para definir zonas de transferência em riftes.

Figura 25 – Classificação esquemática de zonas de transferência.



Fonte: MORLEY *et al.*,1990.

Embora Morley *et al.* (1990) tenham elaborado esta classificação de zonas de transferência, os trabalhos de Gibbs (1984 e 1990) já propunha que as falhas de transferência seriam falhas transcorrentes. Essas falhas apresentam *trends* com direção perpendicular em relação à direção principal da faixa tectônica onde estão localizadas, com deslocamento das falhas normais ou inversas. Zalán (1986a e 1986b) e outros autores também corrobora com esta colocação.

Os trabalhos de Gibbs (1984 e 1990) foram o ponto de partida para os estudos de zonas e falhas de transferência. Depois surgiram outros trabalhos como Zalan (1986a e 1986b), Morley (1990, 1995), Roberts & Yielding (1994) que descreveram as zonas de transferência quando os principais *trends* de falhas normais são interrompidos e separados por rampa de revezamento (relay ramp). Morley (1995), em sua proposta, classificou-as como: Falhas sintéticas e conjugadas, convergentes e divergentes.

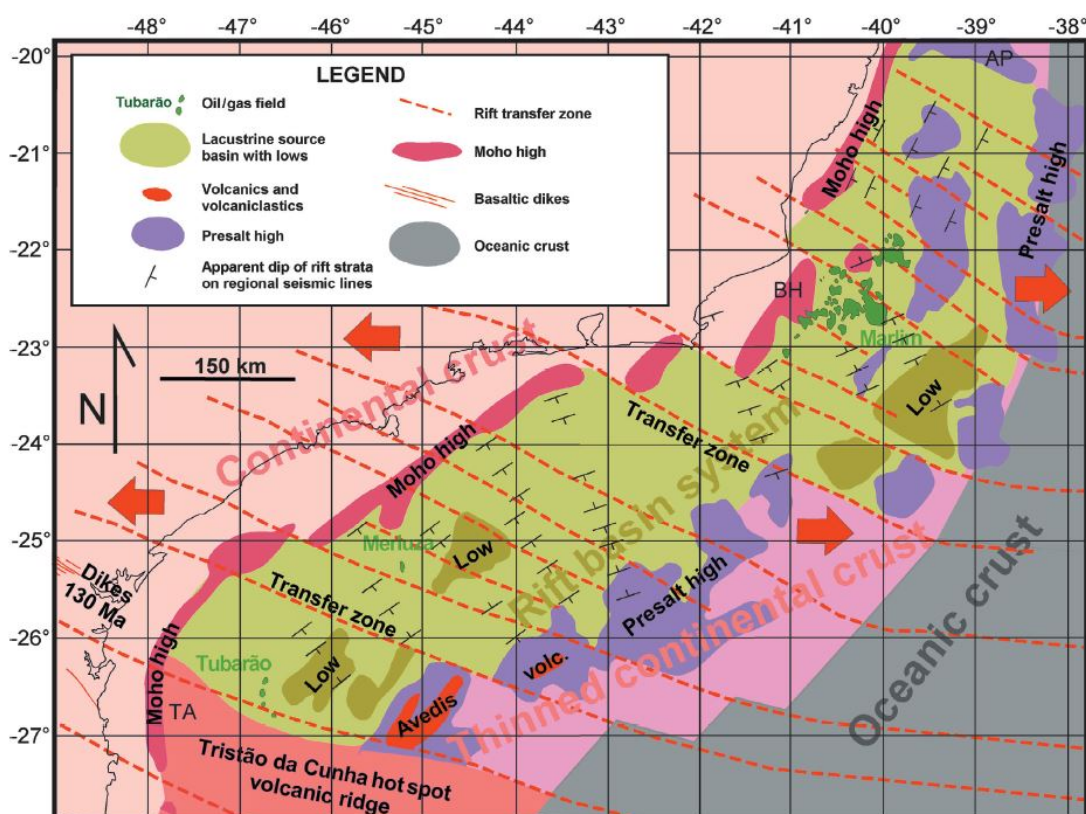
Aragão & Peraro (1994) utilizando dados sísmicos do Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, adotaram o esquema elaborado por Morley *et al.* (1990) e identificaram duas zonas de transferência; a falha de Caritá e a de Arco de Vaza-Barris. Os autores classificaram a falha de Caritá como conjugada colinear divergente e a falha de Vaza-Barris como conjugada convergente com superposição.

Mohriak *et al.* (1995), ao analisarem e interpretarem linhas sísmicas marinhas da área do Alto de Cabo Frio, observaram que nessa região ocorriam variações nos padrões estratigráfico e estruturais. Os autores observaram a existência de regiões de falhas com alto grau de mergulho (estruturas em flor) que seriam falhamentos na zona de transferência.

Mais tarde, Meisling *et al.* (2001) utilizando dados sísmicos integrados com dados gravimétricos para estudar a margem continental do Sudeste Brasileiro, interpretaram um sistema de zonas de transferência (Figura 26).

A utilização de métodos potenciais e outros métodos como a sísmica tem sido uma ferramenta importante no estudo de bacias sedimentares. Adotando esta técnica Cobbold *et al.* (2001), Zalán e Oliveira (2005), Oreiro *et al.* (2005) utilizaram dados de sísmica de reflexão e de métodos potenciais e elaboraram trabalhos que reafirmaram a existência da zona de transferência na região do alto de Cabo Frio.

Figura 26 – Mapa estrutural esquemático mostrando o trend principal.



Nota: TA= Arco de Torres, BH= Alto de Badejo, AP= Platô de Abrolhos
 Fonte: MEISLING *et al.*, 2001.

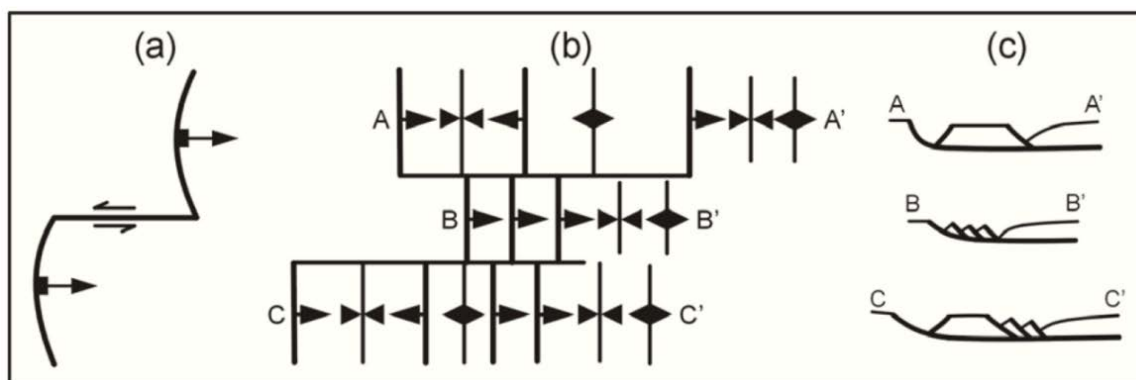
3.6.2 Falhas de Transferência

As falhas de transferência começaram a ser estudadas e tomaram um grande impulso com o trabalho de Gibbs (1984). Após esta publicação ocorreu uma explosão de publicações envolvendo as falhas transversais em riftes e bacias distensionais. Surgiram, então, denominações a partir deste momento: autores como Gibbs (1984), Lister *et al.* (1986) e Destro (1994), usaram a expressão falhas de transferência; Letouzey (1986), Morley *et al.* (1990) optaram pela expressão falhas transversas (*cross fault*); Walsh & Watterson (1991) e McClay & Khalil (1998) utilizaram a expressão falhas de transferência *hard-linked*.

Esse interesse para estudar as falhas de transferência pelos cientistas é devido ao papel genético dessas estruturas na arquitetura dos riftes e bacias sedimentares distensionais (BALLY, 1981; GIBBS, 1984; ROSENDAHL *et al.*, 1986; LISTER *et al.*, 1986; MILANI & DAVISON, 1988; MORLEY *et al.*, 1990; DESTRO, 1995 e DESTRO *et al.*, 2003a,b; dentre outros). As falhas de transferência são comuns em bacias sedimentares submetidas à tração, ou seja, no processo de distensão por falhas normais o processo de deformação da bacia admite a formação de falhas direcionais (pequenas transcorrentes) para a acomodação da tensão à qual a bacia está submetida.

Na proposta de Gibbs (1984) definiu-se que essas falhas transversais estão dispostas em alto grau em relação à direção dos sistemas distensionais, apresentando conexão entre as falhas e diferentes taxas de deslocamento. Também cabe mencionar que a geometria das falhas de transferência pode ser controlada por anisotropias já existentes (Figura 27).

Figura 27 – Esquemático das falhas de transferência.



Nota: (a) - Aparência em mapa de uma falha de transferência conectando duas falhas, (b) Falhas de transferência separando três zonas de estilos deformacionais diferentes, (c) secções A-A', B-B', C-C'. Fonte: GIBBS, 1984.

As falhas de transferência podem ser laterais ou oblíquas em relação à direção de distensão local ou regional. Neste último caso (Figura 28), componentes normais de deslocamento podem ser importantes, resultando na formação de dobras paralelas à direção da transferência.

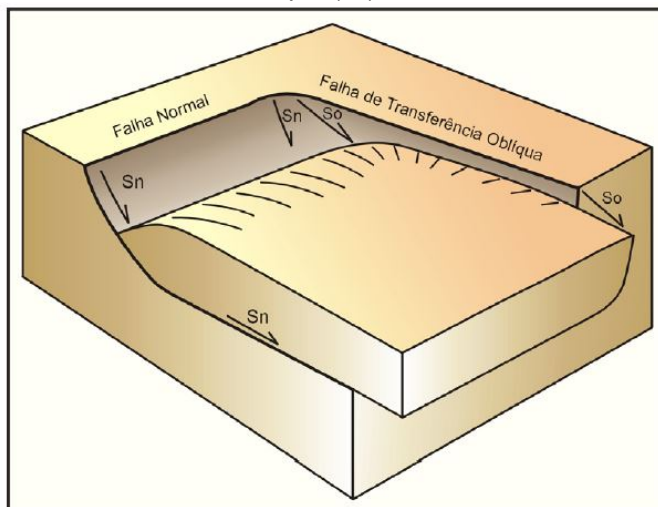
Dependendo da orientação relativa da transferência e das falhas normais, podem se desenvolver tanto estruturas compressionais (transpressionais), como exemplo da Falha de Jeremoabo (DESTRO *et al.*, 2003b), quanto transcorrentes, como a Falha de Caritá.

Segundo Gibbs (1984), é importante observar o rejeito direcional nas falhas de transferência, uma vez que essas falhas apresentam rejeitos direcionais muito maiores do que os rejeitos normais em uma seção sísmica.

Este autor mostra que o sentido de movimento nas falhas de transferência é o contrário do deslocamento observado em mapa entre as falhas normais sintéticas (Figura 28). Ainda de acordo com Gibbs (1984), o estilo de deformação e o número de componentes podem variar significativamente através das falhas de transferência (Figura 29).

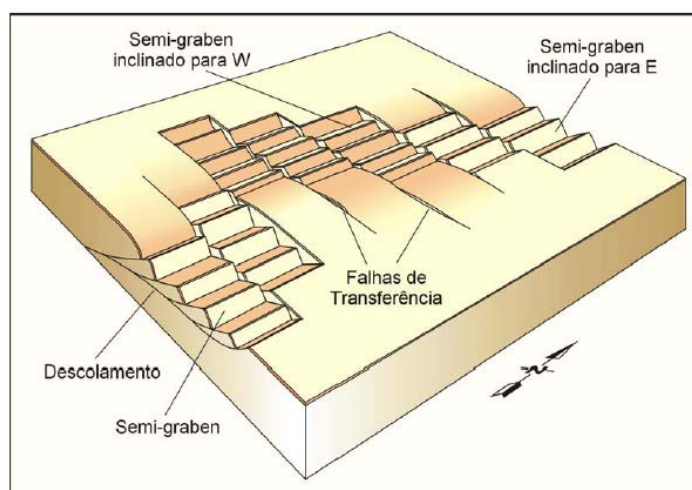
Outros autores têm também aplicado o conceito de sistemas distencionais associados a falhas de transferência (LISTER *et al.*, 1986; ETHERIDGE *et al.*, 1987). Nesses casos, as falhas de transferência atravessam as áreas distencionais de margem a margem, delimitando assim compartimentos distencionais com assimetria oposta (Figura 29).

Figura 28 – Esquemático de uma falha com deslocamento (S_n) e uma falha de transferência oblíqua com deslocamento oblíquo (S_0).



Fonte: modificado de GIBBS, 1984.

Figura 29 - Esquemático da alternância entre os blocos altos e baixos através de falhas de transferência.



Fonte: LISTER *et al.*, 1986.

3.6.3 Falhas de Transferência na Bacia de Santos

Assim como nos trabalhos apresentados por Milani & Davison (1988), Milani (1989) sobre as falhas de transferência existentes na Bacia Tucano-Jatoba, Souza (2008) elaborou um estudo sobre este tipo de falhas na Bacia de Santos a partir da integração de dados geológicos e geofísicos.

Segundo Souza (2008) e vários outros autores, os processos distensivos de fragmentação do Gondwana ocorridos durante o Mesozoico no processo da abertura do Atlântico Sul resultaram na separação da América do Sul da África. Estes processos foram responsáveis por falhamentos que ocasionaram a compartimentação das bacias sedimentares que, em parte, acompanharam a manifestação magmática eocretácea durante a fase rifte, sendo uma delas a bacia de Santos.

Mohriak et. al. (1995), Zalán (1986a) e Mohriak (2004) ressaltam a forte influência das falhas de transferência na configuração geométrica da bacia, erosão e acumulação sedimentar, geração de trapas estruturais e migração de hidrocarbonetos.

Estudos geológicos e geofísicos realizados na margem continental do sudeste brasileiro demonstraram a predominância de estruturas de direção NE-SW na faixa costeira. Também foram evidenciadas em alguns estudos, em menor quantidade, estruturas de direção NNW-SSE e NW-SE com projeção adentrando para a bacia que corresponderiam a falhas transversais, sendo classificadas como falhas de transferência.

Partindo destas observações, Souza (2008) utilizou ferramentas geofísicas e informações geológicas existentes com o intuito de evidenciar estas estruturas em cada método e correlacioná-las para definir as possíveis falhas de transferência da região.

Para definir lineamentos Souza (2008) elaborou mapas de contorno estrutural em tempo. Apoiado na interpolação dos intervalos estratigráficos interpretados da sísmica, integrados aos mapas dos dados potenciais (aeromagnetométricos e gravimétricos) foi possível identificar algumas estruturas transversais da Bacia de Santos. Assim como Meisling *et al.* (2001), também tinham identificando algumas proeminentes zonas de transferência nas bacias de Campos e Santos, que coincidem com as direções de estruturação pré-cambriana do embasamento. A integração dos dados proporcionou observar também direções estruturais NW-SE nos mapas de contorno estruturais em tempo. Nesta área Mohriak *et al.* (1995) também identificaram uma zona de transferência, utilizando dados sísmicos, magnéticos e gravimétricos.

Os resultados desse trabalho possibilitaram a Souza (2008) fazer a integração dos dados terrestres (obtidos por sensoriamento remoto), e dados marinhos (obtidos

pela sísmica), resultando em seis lineamentos que coincidiram entre si. A interpretação conjunta dos mapas de métodos potenciais, mapas estruturas de intervalos e seções sísmicas proporcionou interpretar as estruturas transversais (NW-SE) como falhas de transferência que adentram no continente.

Outro resultado importante foi à identificação feita por Macedo (1989); Chang *et al.* (1992); e Mohriak (2004) através de dados sísmicos de eventos tectônicos na fase rifte. Esses eventos associados a processos extensionais provocaram a reativação de grandes estruturas do embasamento de direção NE-SW, como falhas normais que geraram grábens e horsts com preenchimento de sedimentos continentais. Essa fase rifte também foi responsável pela formação das falhas de transferência de direções NW-SE e NNW-SSE observadas nas seções sísmicas e mapas estruturais nos intervalos entre o embasamento e topo do rifte.