

# FUNDAMENTOS DE GEOFISICA APLICADA A PESQUISA MINERAL

APOSTILA DA DISCIPLINA ENG-519-PESQUISA MINERAL III,  
DO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA DE MINAS DA  
UFRGS

VOL. 1

- > - Métodos de prospecção ou de pesquisa, diretos e indiretos
- > - Métodos magnéticos
- Métodos gravimétricos
- > - Métodos elétricos

E. F. GAVRONSKI - Prof. adjunt  
1988

VOLUME 1 - TÁBUA DA MATÉRIA

Capítulo	Matéria	Página
1.	Métodos diretos e indiretos de prospecção	
	Métodos geofísicos e geoquímicos .....	1
1.2.1	Métodos geofísicos .....	2
1.2.2	Métodos geoquímicos .....	3
1.2.3	Sensoriamento remoto .....	8
1.2.4	Fatores que governam a aplicação dos métodos geofísicos e geoquímicos .....	8
1.2.5	Principais campos de aplicação dos métodos geofísicos e geoquímicos .....	11
2.	Métodos magnéticos .....	13
2.1	Conceitos físicos fundamentais .....	13
2.2	Campo magnético terrestre .....	18
2.3	Propriedades magnéticas das rochas .....	22
2.4	Anomalias geomagnéticas .....	27
2.5	Levantamento magnetométrico .....	29
2.6	Magnetômetros .....	31
2.6.1	Magnetômetro tipo balança de Schmidt .....	35
2.6.2	Magnetômetro mecânico de torção .....	36
2.6.3	Magnetômetro eletrônico tipo "flux gate" ...	37
2.6.3.1	Magnetômetro tipo "flux gate" aéreo .....	38
2.6.3.2	Magnetômetro tipo "flux gate" terrestre .....	38
2.6.4	Proton Magnetômetro.....	39
2.7	Correções aplicadas nos levantamentos magnetométricos .....	40
2.8	Critérios de interpretação das anomalias geomagnéticas .....	44
2.9	Teoria da indução e noções de interpretação..	50
2.9.1	Campo magnético produzido por um monopolo induzido .....	50
2.9.2	Campo magnético produzido por um bipolo induzido.....	56
2.9.3	Anomalia $\Delta Z$ devida a corpos tabulares de pequena espessura .....	61
2.9.4	Indução magnética distribuída numa superfície e efeitos transversais do magnetismo induzido, em diversos tipos de estrutura .....	66

11150  
550.83  
G283f  
v. 1  
28717

28717

05078497

ENG  
MMP  
550.83 G283f  
v.1  
[0011150] Gavronski, Eros Farias. Fundamentos de geofísica aplicada à pesquisa mineral : apostila da disciplina ENG-519 - Pesquisa Mineral III, do Departamento de Engenharia de Minas da UFRGS. 1988. 3 v. : il.

VOLUME I

Capítulo	Matéria	Página
2.9.5	Anomalias residuais .....	75
2.10	Levantamentos magnetométricos com medidas do campo total .....	76
2.10.2	Intensidade $I$ num ponto P do espaço, devida a um bipolo e a um monopolo .....	77
2.10.3	Distúrbio produzido no c.m. terrestre por ação de um monopolo ou de um bipolo induzido .....	80
2.10.4	Configuração das anomalias, como se apresentam em perfil e em curvas de contorno da intensidade total do campo .....	84
2.11	Aplicação dos métodos magnetométricos em Geologia e em Engenharia de Minas .....	89
	Bibliografia - (referências bibliográficas dos capítulos 1 e 2) .....	92
4 3.	Método Gravimétrico .....	94
4 3.1	Fundamentos físicos .....	94
4 3.2	Causas da variação de $g$ na superfície da Terra .....	96
4 3.3	Aparelhos para medir a gravidade .....	100
4 3.3.1	Pêndulo .....	100
4 3.3.2	Balança de torção ou de EOT VOS .....	101
4 3.3.3	Gravímetro .....	107
4 3.4	Correções aplicadas nos levantamentos com gravímetro .....	111
4 3.4.1	Correção instrumental, denominada "de deslocamento de base" e de "deriva" ("ou "drift") .....	111
4 3.4.2	Correção "de latitude" .....	112
4 3.4.3	Correção "de elevação" ou correção "de ar livre" (ou de "free air") .....	113
4 3.4.4	Correção de "Bouguer" .....	114
4 3.4.5	Correção "do terreno" ou correção "topográfica" .....	116
4 3.4.6	Valor corrigido de $\Delta g$ - Denominado valor "de Bouguer" .....	118
4 3.5	Interpretação das anomalias gravimétricas nos levantamentos com gravímetro .....	121

VOLUME I

Capítulo	Matéria	Página
3.5.1.1	Fundamentos teóricos da interpretação em gravimetria - Expressões baseadas no "potencial newtoniano" e no "potencial logaritmico".....	122
3.5.1.2	Fundamentos teóricos das interpretações gravimétricas - Expressões analíticas para anomalias produzidas por corpos de formas geométricas simples .....	124
3.5.2	Regras chaves para interpretações de anomalias gravimétricas .....	131
3.5.3	Separação da anomalia regional .....	138
3.5.3.1	Processos gráficos para "filtrar" anomalias locais .....	139
3.5.3.2	Processo numérico-analítico para "filtrar" anomalias locais .....	140
3.5.3.3	Processo de interpretação pela "segunda derivada vertical" da anomalia da gravidade..	141
3.5.3.4	Processos de interpretação mediante construção de mapas de curvas de contorno das anomalias em diversos níveis .....	143
3.6	Aplicação dos levantamentos gravimétricos .	144
3.7	Comparação entre os métodos gravimétrico e magnéticos .....	145
	Bibliografia (referências bibliográficas do Cap. 3)	146
4.	Métodos elétricos e Eletromagnéticos. Generalidades. Classificação preliminar e principais aplicações .....	147
4.1.2	Resistência, resistividade, condutância e condutividade, e unidades utilizadas em prospecção geofísica.....	151
4.1.3	Resistividade dos minerais e das rochas.....	151
4.2	Método de potencial espontâneo (SP). Significado, equipamento e história do método SP,...	154
4.2.2	Origem do potencial espontâneo	156
4.2.3	Operação nos levantamentos com o método SP,...	161
4.2.4	Vantagens e desvantagens do método SP, e aplicações .....	164

VOLUME I

Capítulo	Matéria	Página
3 4.3	Métodos de linhas equipotenciais, em particular, o método de "excitação na massa" .....	165
3 4.4	Métodos de resistividade (ou Condutividade) Conceituação .....	169
3 4.4.2	Resistividade de um Terreno homogêneo e resistividade aparente de um Terreno heterogêneo..	170
3 4.5	Método de polarização induzida (método IP), o fenômeno físico e a história do método.....	206
3 4.5.2	Origem do fenômeno de polarização induzida..	208
3 4.5.3	Analogia de efeito IP com um circuito elétrico contendo um condensador em paralelo com uma resistência externa .....	210
3 4.5.4	Medida de efeito IP .....	211
3 4.5.4.1	Parâmetros para medida do efeito de polarização induzida por medida; a) no domínio do tempo e b) no domínio da frequência (cargabilidade, efeito frequência e metal fator).....	211
3 4.5.5	Exemplos de levantamentos do efeito IP em prospecção geofísica, aplicando simultaneamente os métodos IP e de Resistividade .....	214
3 4.5.6	Aplicação, vantagens e desvantagens do método de polarização induzida .....	219
	Bibliografia - (Referências bibliográficas dos métodos elétricos) .....	219

## 1 - MÉTODOS DIRETOS E INDIRETOS DE PROSPECÇÃO.

## MÉTODOS GEOFÍSICOS E GEOQUÍMICOS.

Costuma-se classificar os métodos de prospecção e pesquisa em:

1.1 - Métodos diretos

1.2 - Métodos indiretos

## 1.1 - Métodos diretos

São aqueles métodos, mediante os quais se faz a avaliação qualitativa e quantitativa dos jazimentos minerais, delimitando-os mediante observação direta, acompanhada de amostragem.

Compreendem:

- Mapeamento geológico detalhado, em escalas grandes;

- Exame e amostragem de afloramentos;

- Aberturas (escavações) no corpo de minério, em superfície e em sub-superfície, com amostragem, segundo plano sistemático (abertura de trincheiras, poços, galerias, incluindo sondagem).

O conjunto desses métodos são também chamados "métodos convencionais de pesquisa".

## 1.2 - Métodos indiretos

Com esses, se procura evidências e indícios de mineralização através de medidas físicas ou químicas relacionadas, direta ou indiretamente, à existência de concentração dos minerais prospectados.

São utilizados, principalmente, como meio de ampliar os conhecimentos geológicos nas primeiras fases da prospecção, ou seja, na procura da ocorrência (na fase de prospecção propriamente dita). Também são usados subsidiariamente, paralelamente à pesquisa com os métodos convencionais, nas fases de delimitação e avaliação dos jazimentos.

De modo geral, utiliza-se os métodos indiretos para identificar os indícios de mineralização, quando encoberta ou não visível.

Compreendem, principalmente:

1.2.1 - Métodos geofísicos

1.2.2 - Métodos geoquímicos

Podendo-se acrescentar:

1.2.3 - Sensoriamento remoto

1.2.1 - Métodos geofísicos

São os métodos aplicados na prospecção geofísica ou exploração geofísica, a qual é definida:

"A arte de descobrir depósitos minerais ou corpos de minérios não visíveis, mediante medidas físicas interpretadas com base em conhecimentos de geologia e geofísica"

Não visíveis, significa mineralizações encobertas ou intimamente misturadas com rochas encaixantes, de forma a não serem distinguíveis à vista.

A Geofísica é definida como:

"O estudo da física da Terra, em especial no que se refere às suas propriedades físicas, estrutura e composição."

Principais métodos geofísicos:

- Métodos magnéticos:

- ,, gravimétricos

- ,, sísmicos

- ,, elétricos

- ,, eletromagnéticos

- ,, radiométricos

Esses métodos serão estudados individualmente na Disciplina.

Métodos geofísicos menos importantes:

- Métodos térmicos - predição da natureza e distribuição dos materiais em subsuperfície através de medidas de variações de temperatura geotérmica (principalmente ao longo de furos de sonda).

- Métodos de fluorescência - identificação de minerais de minérios através de fluorescência, quando excitados por luz ultravioleta. Ex.: identificação da scheelita.

- Métodos de som - baseados em medidas da velocidade de propagação do som (principalmente ao longo de furos de sonda).

- Método de detecção de vapores de Hg - para depósitos complexos de Pb-Zn.

Muitas vezes os métodos geofísicos são aplicados em sondagem, constituindo-se numa técnica de grande importância denominada "Perfilagem de furos de sonda" ("bore hole logging").

A "Perfilagem de furos de sonda" é abordada na literatura técnica em geral como método adicional de prospecção geofísica. Na disciplina Pesquisa Mineral III, perfilagem será abordada, nos seus aspectos essenciais, paralelamente ao estudo dos principais métodos geofísicos (como aplicação dos respectivos métodos). Com isso procura-se evitar que essas importantes aplicações sejam abordadas no fim do período letivo, onde há menores possibilidades de aproveitamento.

O quadro a seguir (quadro I) sintetiza os aspectos essenciais dos principais métodos geofísicos, fornecendo uma visão generalizada dos mesmos, e servindo como orientação para estudo posterior mais detalhado.

1.2.2 - Métodos geoquímicos

São os métodos aplicados na prospecção ou exploração geoquímica, a qual é definida como:

" Conjunto de métodos e técnicas usadas na determinação e na interpretação de anomalias geoquímicas, visando identificar depósitos minerais."

Constitui aplicação da geociência geoquímica em prospecção.

Geoquímica é a ciência que trata da química da Terra como um todo, e de suas partes componentes, tratando da distribuição e da migração dos elementos químicos dentro da Terra, no espaço e no tempo.

O quadro a seguir (quadro II) sintetiza os aspectos essenciais da prospecção geoquímica.



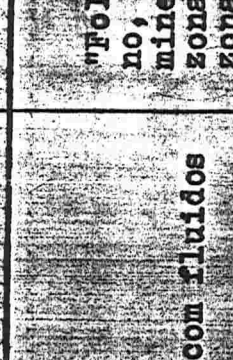
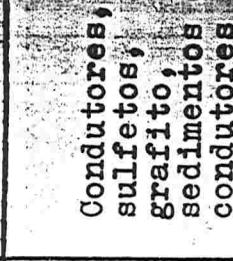
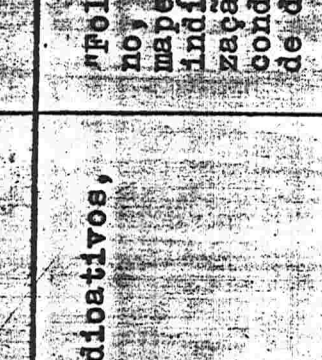
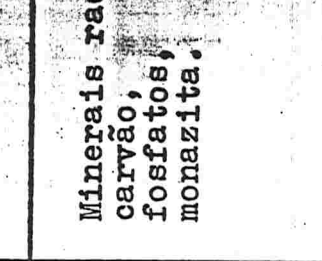
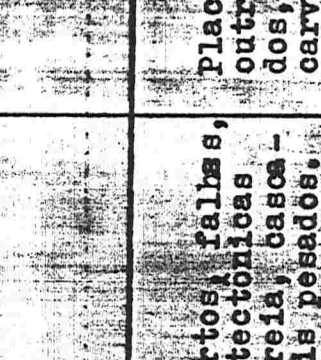
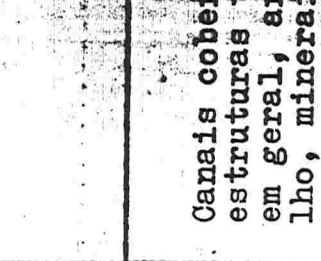
Fig. 1 - Quadro I - MÉTODOS GEOFÍSICOS DE PROSPECÇÃO (Métodos Indiretos)

MÉTODO	Parâmetro, característica física; propriedade de.	Principais causas das anomalias:	Aplicações	
			De forma direta	De forma indireta
<p>GRAVIMÉTRICO (terrestre, mar- rinho AEROTRANS- MONTANTE)</p> <p>g (mg)</p>	<p>CAMPO GRAVITACIONAL TERRESTRE Gravidade, miligal (1 gal = 1 cm/s<sup>2</sup>); densidade.</p>	<p>Depósitos de minérios pesados, diferenças (contrastantes) na distribuição de densidades.</p>	<p>Minério de Fe, cromita, pirita, calcopirita, etc.</p>	<p>Mapeamento geológico estrutural; configuração de placers.</p>
<p>MAGNÉTICO (terrestre, aerotrans- portado, mar, per- filagem (logging))</p> <p>γ (Y)</p>	<p>Campo magnético terrestre, intensidade (vertical, horizontal, total) <math>1 \gamma = 10^{-5}</math> gauss; susceptibilidade magnética.</p>	<p>Conteúdo de material magnético; contrastes de magnetização.</p>	<p>Magnetita, Pirrotita, Titano-magnetita.</p>	<p>Mapeamento geológico estrutural; Cromita; Minério de cobre; Kimberlitos.</p>
<p>RESISTIVIDADE (terrestre, perfilagem) A M N N B</p> <p>ohm.m mho.m</p>	<p>Resistividade aparente (Ω.m), resistividade ou condutividade.</p>	<p>Veios, corpos de minérios metálicos, leitões sedimentares condutivos, leitões resistivos, intrusões vulcânicas, zonas brechadas, falhas, intemperização.</p>	<p>Sulfetos maciços, Grafito, Água subterrânea, Depósitos salinos.</p>	<p>Detalhamento tectônico, Metals base, Fosfatos, Urânio, Potássio, carvão, Condições de fundação (em geotécnicas).</p>

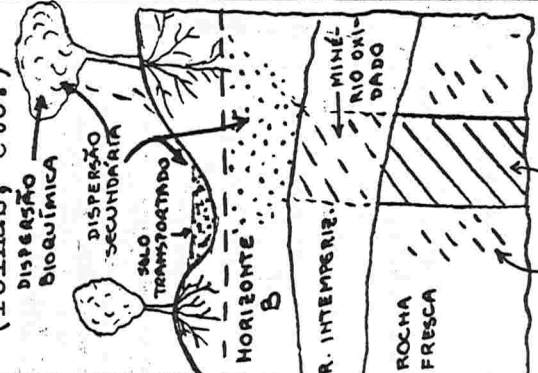
Quadro I (cont.) - MÉTODOS GEOFÍSICOS DE PROSPECÇÃO (Mét. Indir.)

MÉTODO	Parâmetro, característica física; propriedade.	Principais causas das anomalias.	Aplicações	
			De forma direta	De forma indireta
<p>POLARIZAÇÃO INDUZIDA (terrestre)</p> <p>MINERAL DISSEMINADO</p> <p>QUARTZ</p> <p>EFUSIVA</p> <p>Calcário</p>	<p>Domínio do tempo</p> <p>Cargabilidade (mVs)</p> <p>Polarizabilidade (%)</p> <p>Domínio da frequência</p> <p>Efeito da frequência (%)</p> <p>Metal fator</p> <p>Polarização</p>	<p>Mineralização condutiva (DESCONT.), ou disseminada</p>	<p>Sulfetos condutivos, Grafito, (depósitos maciços ou disseminados)</p>	<p>Minerais associados, Zinco, Estanho, Ouro, Prata.</p>
<p>POTENCIAL ESPONTÂNEO ("SELF POTENTIAL") (terr., perfilagem)</p> <p>FILITOS</p> <p>QUARTZ</p> <p>MINERALIZAÇÃO MACIÇA</p>	<p>Campo potencial natural (mV), condutividade, oxidação</p>	<p>Minérios condutivos maciços, Grafito, Efeito das argilas (potencial de membrana), Efeito de contato entre eletrólitos (fluidos), eletro-filtração.</p>	<p>Mineralização condutiva, condutores superficiais, zonas brechadas.</p>	<p>Minerais associados, Estanho, Cobalto, Ouro, Prata.</p>
<p>"MISE-A-IA-MASSE" (terrestre)</p> <p>ELETRODO DE CORRENTE</p> <p>SULFETO MACIÇO</p> <p>FURO DE Sonda</p>	<p>Campo potencial aplicado (mV), condutividade.</p>	<p>Extensão de um corpo de minério condutivo, previamente locado.</p>	<p>Minérios condutivos.</p>	

Quadro I (cont.) - MÉTODOS GEOFÍSICOS DE PROSPECÇÃO (Mét. Indir.)

MÉTODO	Parâmetro, característica física; propriedade.	Principais causas das anomalias.	De forma direta	Aplicações De forma indireta
<p><b>ELETRO-MAGNÉTICO</b> (terrestre, aerotransportado, perfilagem)</p> <p>EM FASE</p>  <p>VLF - MÉTODO</p> 	<p>Campo eletro-magnético induzido por bobina ou condutor energizado, campo eletro-magnético natural, campo eletromagnético VLF-transmissão, pulsação do campo eletro-mag., condutividade elétrica.</p>	<p>Mineralização condutiva, condutores superficiais, zonas brechadas.</p>	<p>Condutores, sulfetos, grafito, sedimentos com fluidos condutores</p>	<p>"Follow up" no terreno, minerais associados, zonas brechadas, zonas intemperizadas.</p>
<p><b>RADIOMÉTRICO</b> (terrestre, aerotransportado, perfilagem)</p> <p><math>\mu R_h</math></p>  	<p>Radiações gama (mu-origem, radioatividade natural ou provocada.</p>	<p>Elementos radioativos, Urânio, Tório, Potássio (<math>K^{40}</math>)</p>	<p>Minerais radioativos, carvão, fosfatos, monazita.</p>	<p>"Follow up" no terreno, mapeamento geológico, indícios de mineralização hidrotermal, condições ambientais de deposição</p>
<p><b>SÍSMICO</b> (terrestre, marinho)</p> <p><math>t(s)</math></p>  	<p>Refração, reflexão, tempo de percurso das ondas elásticas (m/s), ondas elásticas, velocidade das ondas, módulos dinâmicos.</p>	<p>Contrastes de velocidade, descontinuidades a diferentes profundidades, rochas fissuradas.</p>	<p>Canais cobertos, falhas, estruturas tectônicas em geral, areia, cascalho, minerais pesados.</p>	<p>Placers de estanho e outros minerais pesados, carvão, urânio, água subterrânea, condições de fundação em geotécnica.</p>

QUADRO II - MÉTODOS GEOQUÍMICOS DE PROSPECÇÃO (Métodos Indiretos)

MÉTODO	Parâmetros, Características.	Principais causas das anomalias.	Aplicações
<p>AMOSTRAGEM GEOQUÍMICA NO TERRENO:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Amostragem:               <ul style="list-style-type: none"> <li>- de rocha,</li> <li>- de solo,</li> <li>- de sedimentos de corrente,</li> <li>- de águas,</li> <li>- de vegetais (folhas, etc.)</li> </ul> </li> </ul> <p>(folhas, etc.)</p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Identificação e interpretação de anomalias geoquímicas (e bioquímicas)</li> <li>- Teores de elementos traços (em ppm)</li> <li>- Anomalias = teores anômalos em relação ao "background" da formação amostrada (SENTIDO USUAL)</li> <li>- Anomalias = associações mineralógicas características.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Concentrações de minerais-ocorrências ou depósitos de minérios (anomalias significativas)</li> <li>- Variações ambientais devidas a interferências de causas climáticas, mudanças de "background", etc (anomalias não significativas)</li> <li>- Anomalias são causadas por dispersão e deposição de elementos traço; governadas pela mobilidade dos elementos, nas condições características do ciclo geoquímico, e respectivo comportamento dos elementos.</li> </ul>	<p>De forma direta</p> <p>De forma indireta</p> <p>Minérios metálicos, hidrocarbonetos.</p> <p>"Follow up" no terreno, mineralizações associadas a elementos indicadores.</p>

### 1.2.3 - Sensoriamento remoto

É a arte de adquirir informações da superfície de objetos materiais, sem contato direto físico com os mesmos, mediante medidas praticadas à distância.

As informações da superfície da terra são obtidas mediante análise e interpretação do registro das trocas de radiações eletro-magnéticas entre os objetos e o meio ambiente. As superfícies naturais emitem, transmitem, absorvem e refletem seletivamente a radiação eletro-magnética. Ao fazerem isso, transmitem informações com respeito às suas características físicas, químicas e geométricas. Isto é dos objetos "vistos" pelo "sensor" (o qual recebe e registra as informações).

O quadro a seguir (quadro III) sintetiza os aspectos essenciais dessas técnicas.

Da análise desse quadro (pags. seguintes) vê-se que sensoriamento remoto pode ser considerado método geofísico, se considerados os fundamentos físicos e equipamentos. Entretanto, no estágio atual de desenvolvimento, essas técnicas aproximam-se mais das técnicas de mapeamento geológico (da fotogeologia), no que diz respeito às informações obtidas e interpretação. Na realidade são técnicas sofisticadas de mapeamento, que foram desenvolvidas a partir do fim da década de 1960, com grande intensidade e extensão.

Presentemente estão sendo muito aplicadas, sendo o Brasil um de seus maiores, ou talvez o maior campo de aplicação. Essa técnica está ainda nos primeiros estágios de desenvolvimento, esperando-se maiores progressos no futuro.

### 1.2.4 - Fatores que governam a aplicação dos métodos geofísicos e gequímicos

Podem ser agrupados:

- a) Fatores técnicos - relacionados com o modo de ocorrência dos materiais prospectados, sob o ponto de vista geológico (natureza e estrutura condicionante);
- b) Fatores pertinentes ao custo de operação.

A aplicação é condicionada pela questão assim formulada: Um determinado método é tecnicamente indicado, e também praticável economicamente?

A primeira parte é resolvida com o conhecimento da teoria dos métodos, juntamente com o conhecimento geológico disponível ao ser formulada a questão. A segunda parte envolve considerações de risco econômico e de financiamento da pesquisa.

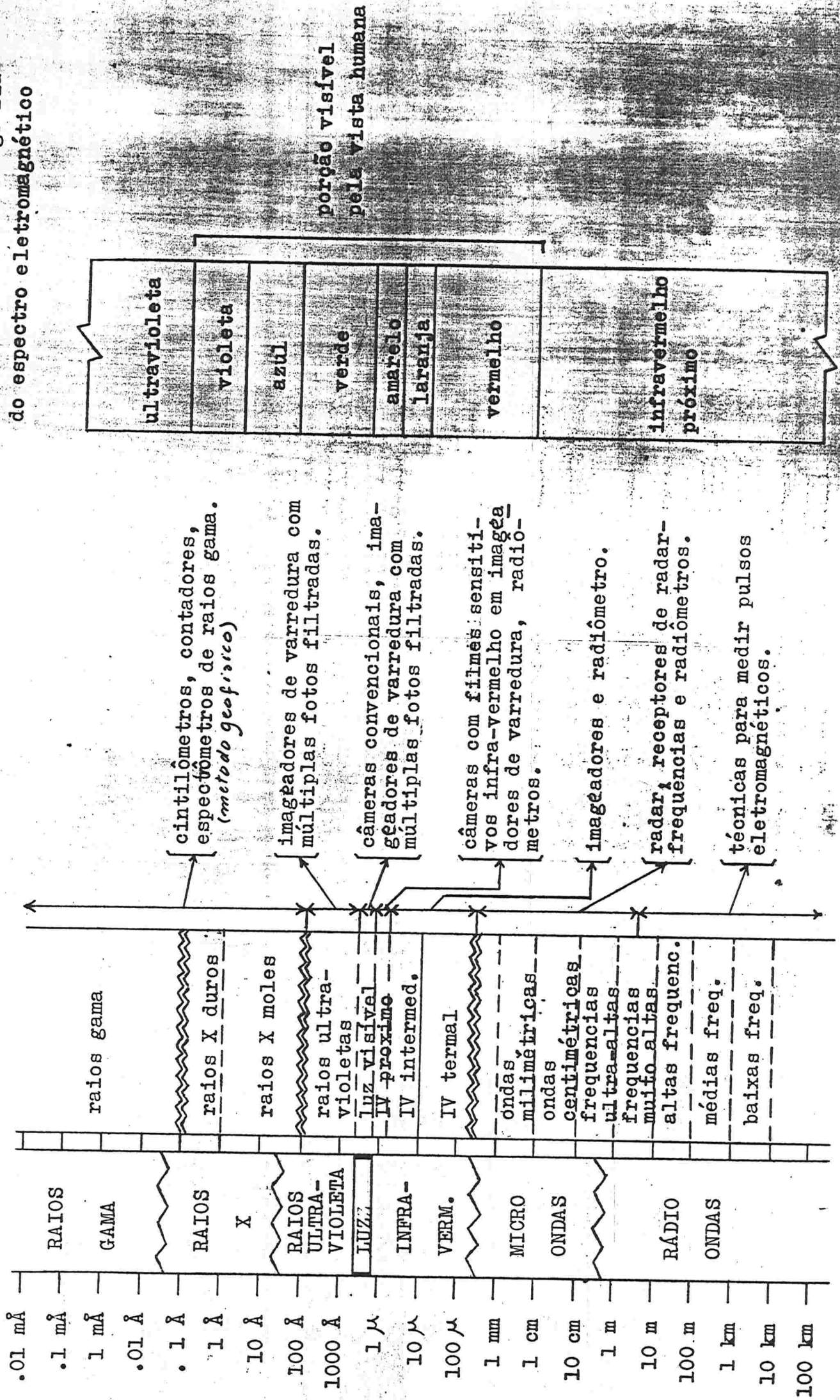
Fig 3

## Quadro III - SENSORIAMENTO REMOTO (Métodos indiretos de prospecção)

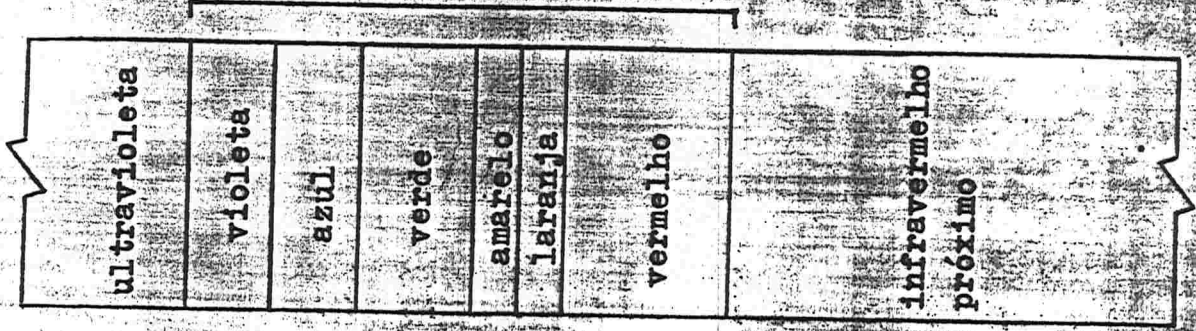
MÉTODOS	Parâmetros, características.	Causas	Aplicações: de forma indireta
<p>- MEDIDAS DE ENERGIA ELETRO-MAGNÉTICA NAS FAIXAS DO ESPECTRO:</p> <p>Microondas, infra-vermelho, luz visível, ultra-violeta.</p> <p>- IMAGEM DE RADAR REFLETIDO</p> <p>- RADIAÇÃO INFRA-VERMELHO TERMAL (S/ OU C/ IMAGEM) - Termofotografias</p> <p>- IMAGEM DA LUZ SOLAR REFLETIDA, NA FAIXA VISÍVEL POR FOTOGRAFIA:</p> <p>Fotos aéreas convencionais, fotos aéreas mais sensíveis e seletivas, mediante uso de filmes e filtros especiais (imagens multi-fotos coloridas)</p> <p>- DETECÇÃO DE LUMINESCÊNCIA EXCITADA PELA LUZ SOLAR, por comparação dos espectros da luz incidente e refletida</p>	<p>Medidas de energia emitida ou refletida dos objetos "vistos" pelo sensor.</p> <p>Com ou sem formação de imagem.</p> <p>Imagens coloridas ou não, obtidas por câmeras ou "imageador de varredura".</p> <p>Medidas físicas obtidas com radiômetro.</p> <p>Medidas no campo espectral.</p>	<p>Energia emitida ou refletida pelos objetos "vistos" pelo sensor.</p> <p>Depende:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- da temperatura do objeto visto</li> <li>- das propriedades físicas e químicas (principalmente da superfície) dos objetos "vistos".</li> </ul>	<p>Mapeamento em geral, mapeamento geológico estrutural (indícios de mineralização).</p>
<p>Medidas e imagens obtidas a partir de:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- plataformas <i>no terreno</i></li> <li>- aeronaves (helicópteros e/ou aviões à grande altura, ~10 km)</li> <li>- espaçonaves (satélites e laboratórios espaciais).</li> </ul>			

Quadro III (complementação)

ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO



Porção visível em fotografia do espectro eletromagnético



porção visível pela vista humana

Segundo esses critérios, os principais fatores que, na prática, condicionam a escolha do método geofísico ou geoquímico, são:

- quantidade e qualidade de conhecimento geológico já acumulado antes da aplicação da prospecção geofísica ou geoquímica no projeto em causa;

- condições geológicas específicas, como por ex., qual é o provável tipo de estrutura condicionante?;

- objetivos da prospecção;

- ordem de grandeza da profundidade em que se deseja obter informações;

- condições do terreno;

- aplicabilidade teórica do método específico;

- custo dos trabalhos geofísicos e custo dos trabalhos com outros métodos (por ex., sondagem) com os quais alternativamente se poderia obter as mesmas informações;

- disponibilidade de transporte e outras facilidades na área do projeto.

#### 1.2.5 - Principais campos de aplicação dos métodos geofísicos e geoquímicos

##### 1.2.5.1 - Métodos geofísicos

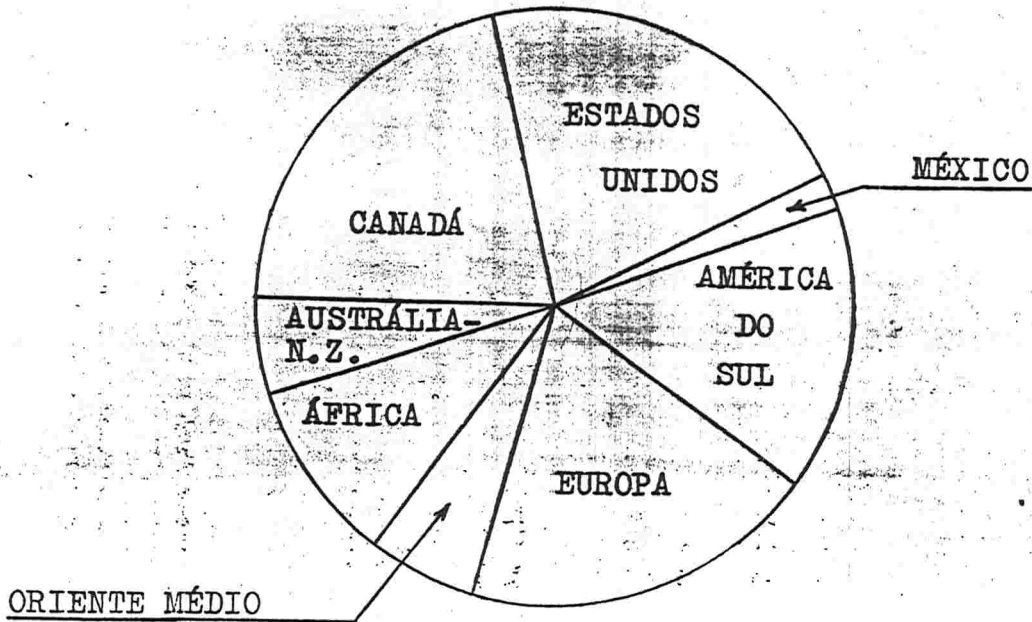
- principal campo: prospecção para petróleo. Aplicação caracterizada por grande escala e extensão em área, possibilitando redução de custo unitário e favorecendo a especialização e a economia da operação;

- em prospecção de outros minérios - geofísica de minas - caracterizada por muito diversificada gama de tipos de problemas, no que diz respeito à escala e extensão dos projetos. Podendo ser comparável às condições das aplicações na prospecção de petróleo, com as consequentes facilidades. Também pode ser dificultada devido à pequena escala do projeto, havendo toda gama de condições intermediárias entre esses casos extremos.

Os dados de Campbell, D. L. - USGS - 1976, são repre-

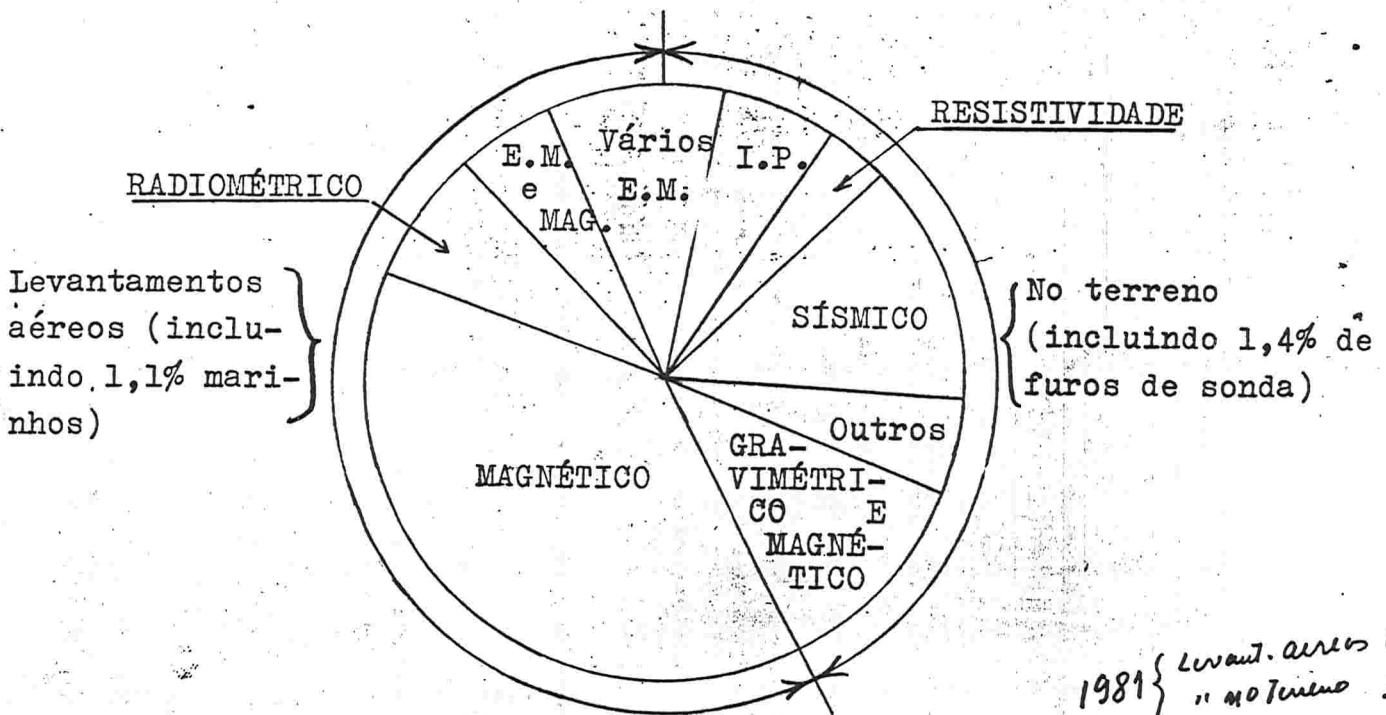


representativos para aplicações de geofísica de minas na década de 1970-80 (ref. Mining Engineers - fev. 1977).



Gastos em geofísica para mineração no Ocidente p/ 1975, por regiões.

FIG 1



Gastos em geofísica para mineração no Ocidente p/ 1975, por técnicas empregadas. Em 1980: 51% levantamentos aéreos, 43% levantamentos em terra, 6% em perfilação de furo de sonda.

Entre 1974 e 1975 foram gastos um total de US\$ 51,4 milhões para a pesquisa de minérios; somando-se ainda, US\$ 30,2 milhões

1979	gastos	US\$ 44,4 M
80	"	US\$ 53,7 M
81	"	US\$ 65,5 M

para aplicação em Engenharia Civil, energia geotérmica e água subterrânea. *Em 1980 foram gastos US\$ 53,7 Milhões em Geofísica de minérios no mundo, representando essa cifra 2% do total gastos em geofísica (Ref Mining Engineering - May 1982)*

### 1.2.5.2 - Métodos geoquímicos

A prospecção geoquímica, presentemente, é a técnica mais utilizada e considerada mais eficiente para descoberta de novas jazidas. É considerada indispensável nos primeiros estágios da prospecção para minérios metálicos em geral.

Em prospecção para petróleo, sua utilização é limitada para a pesquisa de depósitos de relativa pequena profundidade. Entretanto é o único método, entre os geofísicos e geoquímicos, capaz de detectar diretamente hidrocarbonetos. Os demais métodos determinam somente condições geológicas estruturais capazes de condicionarem a existência de petróleo.

## 2 - MÉTODOS MAGNÉTICOS

### 2.1 - Conceitos físicos fundamentais

Magnetismo é o capítulo da Física utilizado na teoria dos métodos magnéticos.

Síntese dos principais conceitos físicos utilizados:

2.1.1 - Lei de Coulomb:  $f = \pm \frac{1}{\mu} \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2}$  onde,

$f$  = força atrativa ou repulsiva entre duas massas magnéticas  $m_1$  e  $m_2$ , situadas num meio de permeabilidade  $\mu$ , à uma distância  $r$  entre si.

- Intensidade magnética num ponto do espaço (I) - força exercida sobre a unidade de massa magnética colocada no ponto considerado, devido à ação do campo magnético causado por uma massa magnética referida como o polo magnético (P), situado a uma distância  $r$ .

De acordo com a Lei de Coulomb:

$$I = \pm \frac{1}{\mu} \cdot \frac{P}{r^2} = F$$

- Intensidade magnética expressa em termos de densidade de linhas de força do campo magnético:

Fig 5



Força atrativa ou repulsiva = 1 dina

$m$  = uma unidade CGS de massa magnética

$r$  = distância entre as massas magnéticas (1 cm)

O meio considerado é o vácuo ou o ar.

Nas condições figuradas,

$I = \pm 1$  gauss (unidade CGS de intensidade de campo magnético).

Por convenção, nesse caso, diz-se: a densidade de linhas de força é de 1 linha de força/cm<sup>2</sup>.

1 gauss = intensidade do campo magnético, o qual exerce uma força de 1 dina na unidade CGS de massa magnética (ou de polo magnético), colocada sobre a ação do campo, no ar ou no vácuo, ou:

1 gauss = unidade de intensidade magnética, sendo a intensidade de um campo magnético cuja densidade, na seção normal à direção do campo, é 1 linha de força/cm<sup>2</sup>. No sistema internacional de unidades SI

$$1 \text{ Gauss} = 10^{-4} \text{ Tesla} = 10^{-4} \text{ T}$$

Gama = submúltiplo usado em prospecção geofísica:

$$1 \text{ gama} = 10^{-5} \cdot 10^{-4} \text{ Tesla} = 10^{-9} \text{ Tesla} = 1 \text{ mano Tesla}; \text{ referida pelo símbolo } 1 \text{ mT (no sistema SI) (*)}$$

## 2.1.2 - Magnetização induzida ou Polarização induzida

A magnetização induzida sobre um corpo paramagnético situado sob a ação de um campo magnético indutor externo, é expressa por sua intensidade magnética.

- A Intensidade de magnetização é proporcional à intensidade do campo indutor.

$I_i$  = intensidade de magnetiz. induzida = intensidade de polarização induzida.

- Massa magnética induzida na unidade de área da seção de um corpo (ou da superfície de um corpo, colocada normalmente na direção de um campo externo indutor:



Fig 6

$I_i = K \cdot I_{c \text{ ext.}}$  ; No caso em que o campo externo faz um ângulo  $\theta \neq 0^\circ$  com a normal à superfície do corpo:

$$\text{indutor) = } I_{c \text{ ext.}}$$

$$I_i = K \cdot I_{c \text{ ext.}} \cdot \cos \theta$$

(\*) É tendência atual, adoção da unidade do sistema SI, mano Tesla (símbolo mT), substituindo a unidade 1 gama (símbolo 1 γ)

A polarização induzida pode ser considerada como devida ao efeito de dipolos elementares originados no fenômeno da indução magnética.

K: susceptibilidade magnética; depende da substância do corpo. No caso em que a substância é o vácuo,  $K = 0$ . No caso do ar,  $K \approx 0$ .

Demonstra-se que:

$$\mu = 1 + 4K\pi \quad , \text{ onde, } \mu: \text{ permeabilidade magnética}$$

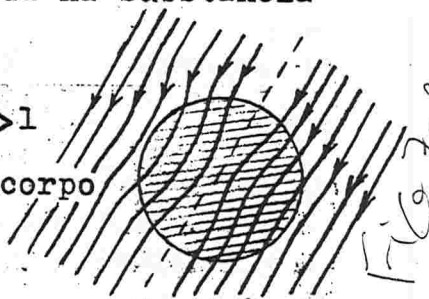
K: susceptibilidade magnética

$\mu$  - Exprime a relação do número de linhas de força que atravessam a seção transversal do corpo colocado sob a ação do campo indutor, com o número de linhas de força que atravessariam a mesma seção, se no lugar do corpo existisse somente o vácuo (ou o ar);

K - É um coeficiente específico da substância polarizada, a qual exprime grandeza de magnetização suscetível de ser induzida na substância em questão.

- Substância PARAMAGNÉTICA:  $K > 0$ ;  $\mu > 1$

Por efeito do magnetismo induzido, o corpo provoca adensamento das linhas de força.



- Substância DIAMAGNÉTICA:  $K < 0$ ;  $\mu < 1$

Por efeito do magnetismo induzido, o corpo provoca afastamento das linhas de força (menor densidade).



- No vácuo ou no ar:  $K = 0$ ;  $\mu = 1$  (para efeitos práticos). Não há perturbação no campo externo, por não haver indução.

- Substâncias FERROMAGNÉTICAS, ferro-ligas:

$K = 1$  a  $1 \times 10^6$  uCGS de susceptibilidade magnética

- Substâncias FERRIMAGNÉTICAS, magnetita, pirrotita, ilmenita, franklinita:

$K \approx 0,03$  uCGS de susceptibilidade magnética.

Susceptibilidade magnética de alguns minerais:

- Minerais ferrimagnéticos (de maior importância prática em prospecção geofísica com métodos magnéticos - para compreender-se os efeitos de magnetização induzida nas rochas):

- Magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4 = \text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ):  $K = 0,032$  uCGS
- Magnetita (cristal):  $K = 6,3$  a  $24,0$  uCGS
- Ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ):  $K = 0,03$  a  $0,140$  uCGS
- Pirrotita ( $\text{Fe}_{1+x}\text{S}$  ou  $\text{Fe}_7\text{S}_6$ ):  $K = 0,028$  uCGS
- Franklinita ( $(\text{Fe}, \text{Zn}, \text{Mn})\text{O} \cdot (\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_3$ ):  $K = 0,035$  uCGS

Observe-se que esses minerais ferrimagnéticos, importantes para os métodos magnéticos, são todos minerais acessórios, comuns nas rochas ígneas.

Ordem de grandeza do conteúdo em magnetita mais ilmenita em rochas (conteúdos normais):

Rochas sedimentares: 0,09%

Granitos: 2,03%

Basaltos: 6,53%

Outros minerais metálicos representativos:

Sulfetos: Pirita ( $\text{FeS}_2$ ) -  $K \leq 0,00012$  uCGS

Óxidos hidratados: Limonita ( $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ ) -  $K = 0,00022$  uCGS

Hematita especular ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) -  $K = 0,003$  a  $0,004$  "

Cromita ( $\text{Cr}_2\text{O}_4\text{Fe}$ ) -  $K = 0,002$  uCGS

Observe-se as baixas susceptibilidades magnéticas, mesmo da hematita especular e cromita, quando comparadas às dos chamados minerais ferrimagnéticos, considerados mais importantes para a prospecção. Hematita e cromita são minerais magnéticos de importância subsidiária para prospecção com métodos magnéticos.

Minerais silicatados representativos:

Hornblenda (mineral essencial das rochas silicato-ferro-magnesianas) -  $K = 0,00022$  uCGS

Quartzo (mineral essencial das rochas ácidas):  $K = 0,000001$  uCGS

De modo geral, os silicatos, isto é, os minerais essenciais das rochas ígneas, praticamente não contribuem para a susceptibilidade magnética das rochas.

- Importância do magnetismo induzido para o método magnético de prospecção:

Admite-se que o campo magnético terrestre, atuando como campo externo indutor, induz magnetismo nas rochas da crosta ter-

restre.

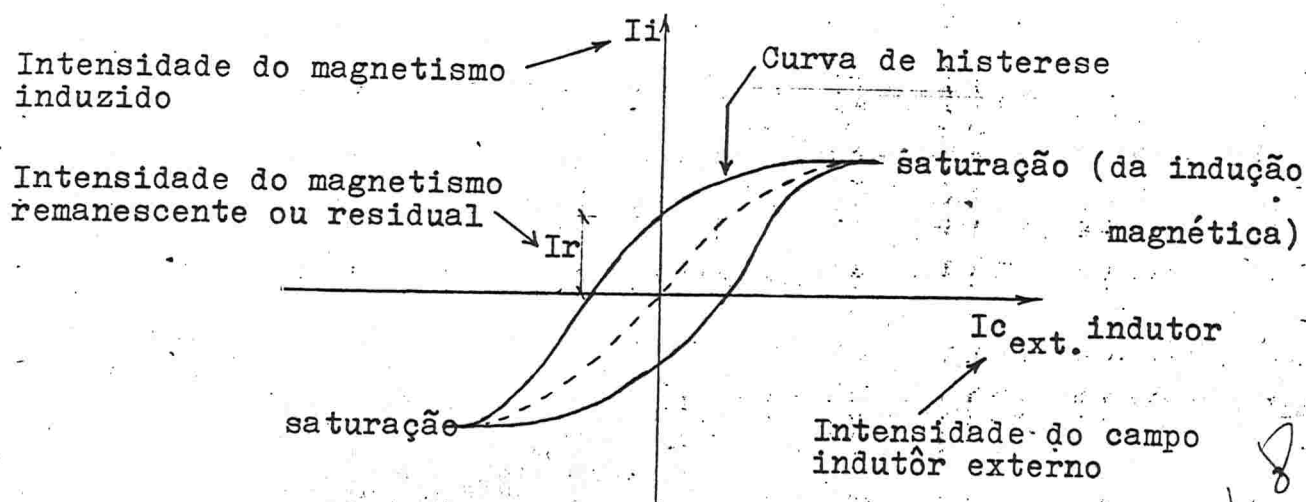
O campo magnético induzido nas rochas, provoca perturbações no campo magnético terrestre, devido à superposição do campo magnético indutor (campo externo indutor) com o campo induzido. Desse modo, medindo-se sistematicamente o campo magnético terrestre, detecta-se efeitos devidos à constituição da crosta terrestre.

Esse é o princípio em que se fundamenta o método magnético de prospecção.

A teoria de interpretação de resultados do método magnético é baseada nos efeitos previstos de indução nas rochas, sendo por isso denominada teoria da indução.

### 2.1.3 - Magnetismo residual ou remanescente

Experiência clássica da histerese:



- Importância para o método magnético:

Admite-se que, em muitos casos, o magnetismo remanescente ou residual adquirido por uma rocha no seu passado geológico permaneça presentemente, podendo mesmo superar o magnetismo induzido por efeito do campo terrestre (externo) atual. No passado geológico, o campo magnético terrestre (indutor) variou em direção, e também a rocha, por efeitos tectônicos, pode ter estado em diferente posição em relação ao posicionamento atual. Disso resulta:

Em muitos casos, o magnetismo das rochas é discrepante em relação ao tecnicamente previsto, quando se considera somente os efeitos de indução do campo terrestre atual.

Esse fato introduz maior complexidade na interpretação de resultados de levantamentos com métodos magnéticos.

Por outro lado, medidas sistemáticas de direções do magnetismo remanescente em formações, quando interpretadas em relação a sua história geológica, fornece informações para a história geológica da Terra, principalmente com respeito à migração dos polos magnéticos através das idades geológicas (paleomagnetismo terrestre).

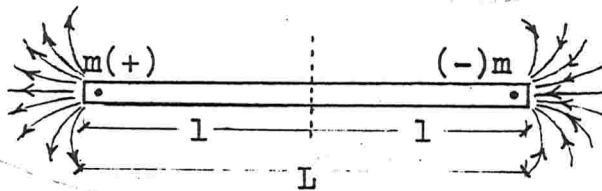
#### 2.1.4 - Momento magnético de um ímã, polos norte e sul e linhas de força do campo magnético de um ímã

A grandeza de um ímã é expressa pelo seu momento magnético. Por definição, o momento magnético ( $M$ ) do ímã figurado é:

$$M = 2 \cdot m \cdot l = m \cdot L$$

Polo Norte

Polo Sul



Onde,  $m$ : massa magnética de um polo.

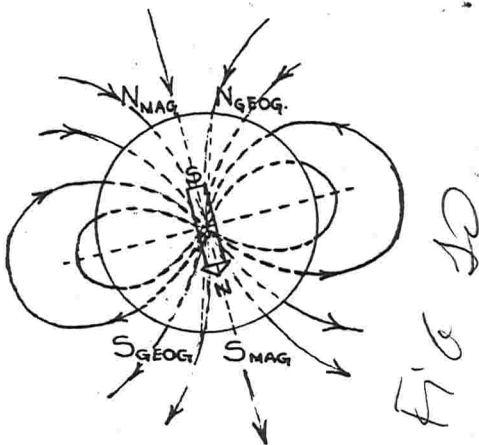
Por convenção:

- Polo Norte é o polo das massas magnéticas positivas do ímã;
- Polo Sul é o polo das massas magnéticas negativas do ímã;
- As linhas de força do campo magnético saem no polo norte e entram no polo sul do ímã.

#### 2.2 - Campo magnético terrestre

O efeito do campo magnético terrestre assemelha-se ao efeito de uma grande barra magnetizada (grande ímã) que estivesse colocada no centro da Terra, conforme é representado na figura ao lado.

Na realidade, ainda não é perfeitamente entendida a origem do campo magnético terrestre. Admite-se que esse campo é devido a correntes elétricas de alta amperagem que fluem no núcleo (bom condutor) da Terra.

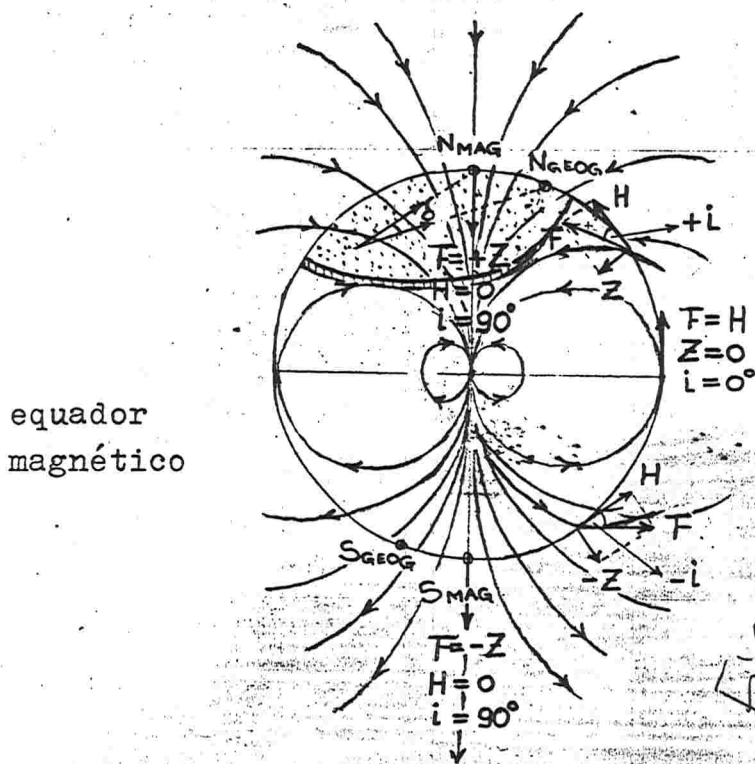


ragem que fluem no núcleo (bom condutor) da Terra.

No modelo idealizado de uma barra magnética, o polo Sul da mesma está voltado para o polo norte magnético da Terra, e vice-versa.

A explicação desse paradoxo aparente está no fato de que, por convenção, chama-se de polo norte da Terra aquele polo para o qual aponta a extremidade norte da agulha imantada de uma bússola; o contrário acontecendo para o polo sul da Terra, para onde aponta a extremidade sul da bússola.

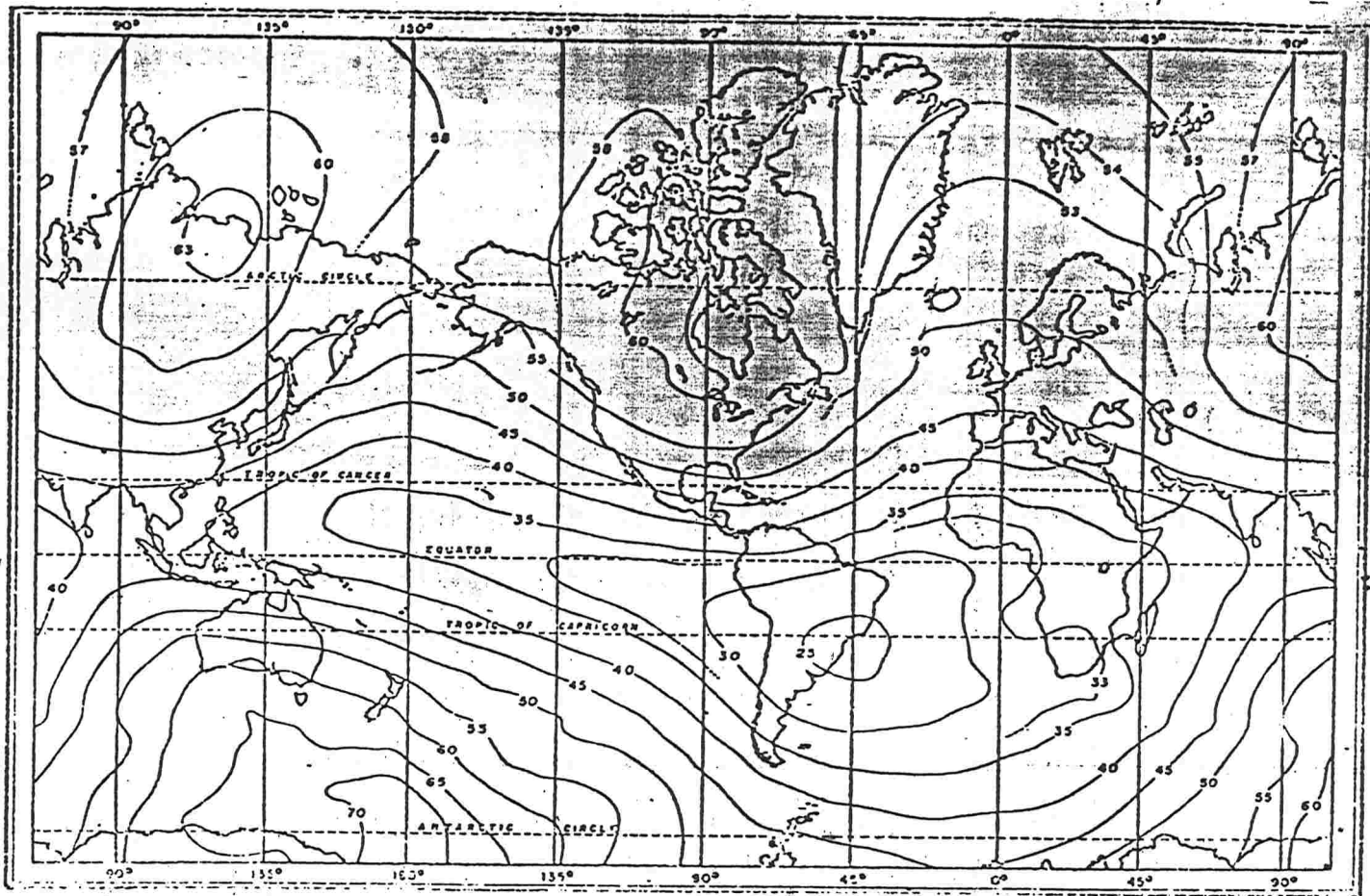
Segundo esse modelo, a Terra comporta-se como uma esfera imantada, existindo, conseqüentemente, variações da intensidade do campo magnético terrestre ao longo de um meridiano magnético, conforme o representado na figura a seguir:



- F: intensidade total do campo magnético num determinado ponto da superfície da Terra;  
 Z: componente vertical da intensidade magnética nesse mesmo ponto;  
 H: componente horizontal da intens. magnética nesse mesmo ponto;  
 i: inclinação em relação ao horizonte, de T;  
 $\delta$ : declinação magnética.

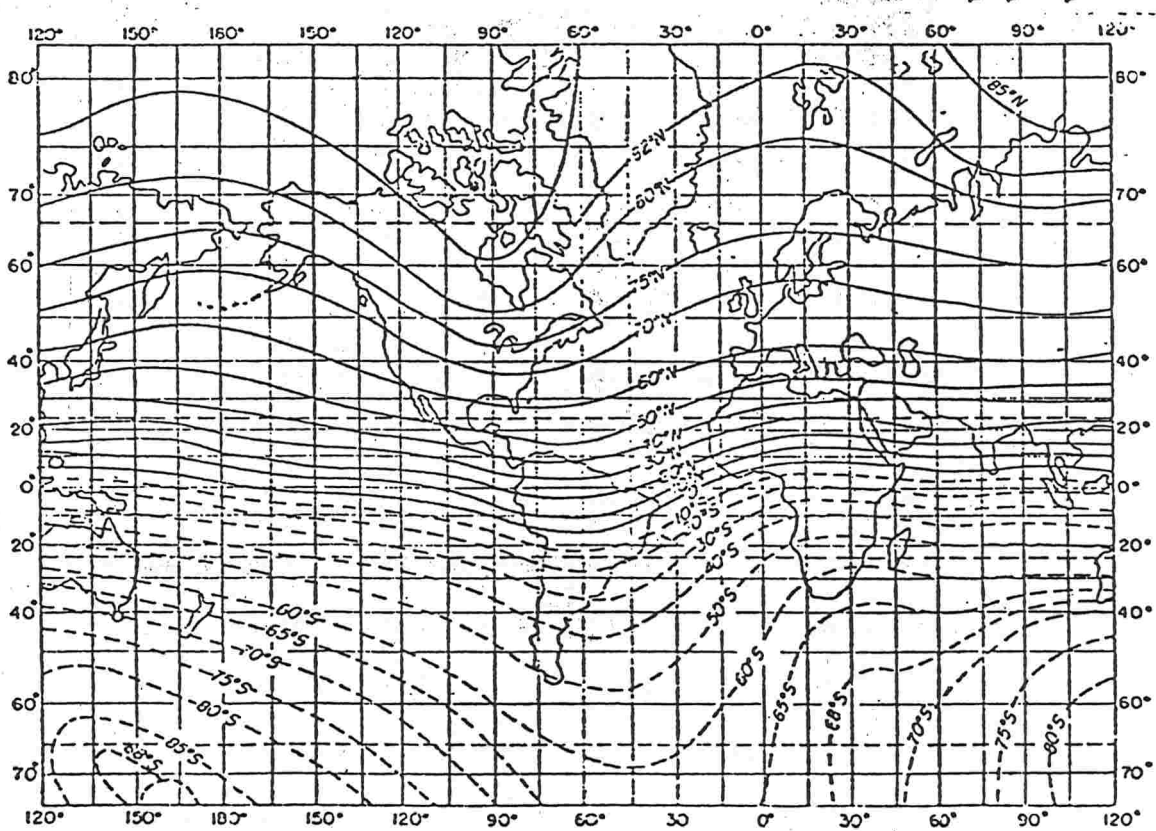
Num determinado ponto da superfície terrestre, a intensidade total ( $\vec{E}$ ) do campo magnético terrestre admite as componentes:  
 $\vec{H}$ : componente horizontal da intensidade magnética do c.m.t.;  
 $\vec{Z}$ : " vertical " " " " " ( $\vec{Z}$  é positiva no hemisfério norte;  $\vec{Z}$  é negativa no hemisfério sul);  
 $\vec{X}$  e  $\vec{Y}$ : componentes horizontais da intensidade magnética do c.m.t. nas direções SN e EW geográficas, respectivamente;  
 $\delta$ : declinação magnética;  
 i: inclinação da intensidade do c.m.t. em relação ao horizonte (positiva no hemisfério norte e negativa no hemisfério sul).



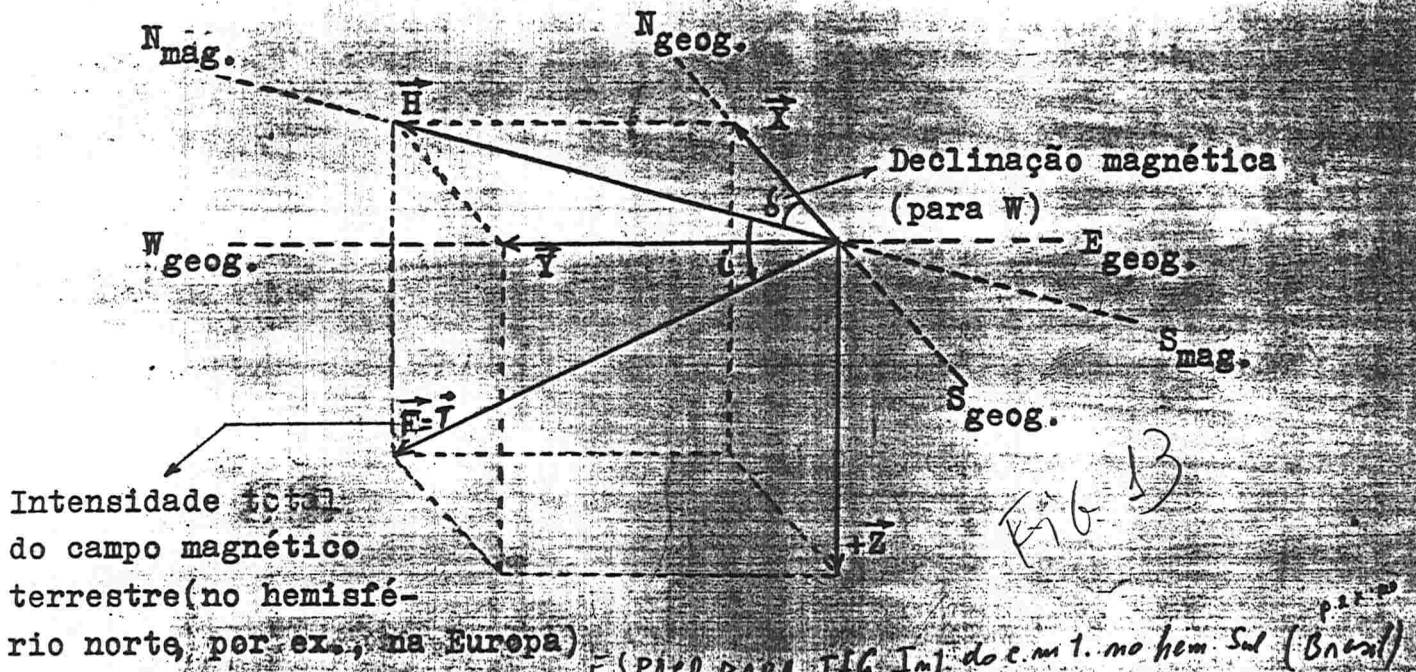


Intensidade total do campo magnético terrestre (expresso em Gauss x 1000 (0,01 Oersted))

FIG 12



Inclinação do campo magnético terrestre.



A intensidade do campo magnético terrestre é muito variável, sendo, em média, da ordem de grandeza de  $\pm 30.000$  gamas na região equatorial e  $\pm 60.000$  gamas nas regiões polares. Em regiões anômalas pode superar valores de 200.000 gamas, devido aos efeitos da heterogeneidade da crosta terrestre (ver mapa da intensidade total do campo magnético terrestre - mapa de isogâmicas).

Observa-se que o campo magnético terrestre não é perfeitamente simétrico, afastando-se do modelo de uma esfera magnetizada (ou de uma barra imantada centralizada), devido principalmente ao efeito do magnetismo induzido (no presente ou no passado) sobre a estrutura heterogênea da constituição da Terra.

#### - Variações no tempo do campo magnético terrestre

Além das variações espaciais, o c.m.t. é muito variável no tempo.

É familiar para quem estuda Topografia as variações temporais da declinação magnética, ou seja, variações em direção do campo magnético terrestre. Além disso, observa-se significantes variações aleatórias da intensidade do c.m.t. no tempo:

- **VARIAÇÕES** - Em períodos de segundos, minutos, horas e dias, podendo atingir 100 gamas ou mais: são consideradas variações diurnas;

- Em períodos mais curtos (poucos segundos) - variações superpostas à variação diurna, denominadas micropulsões;

- Variações de grande intensidade (de várias centenas

de gamas) - ocorrendo, por vezes, repentinamente, várias vezes num mês, podendo perdurar por um ou vários dias. São as tempestades magnéticas.

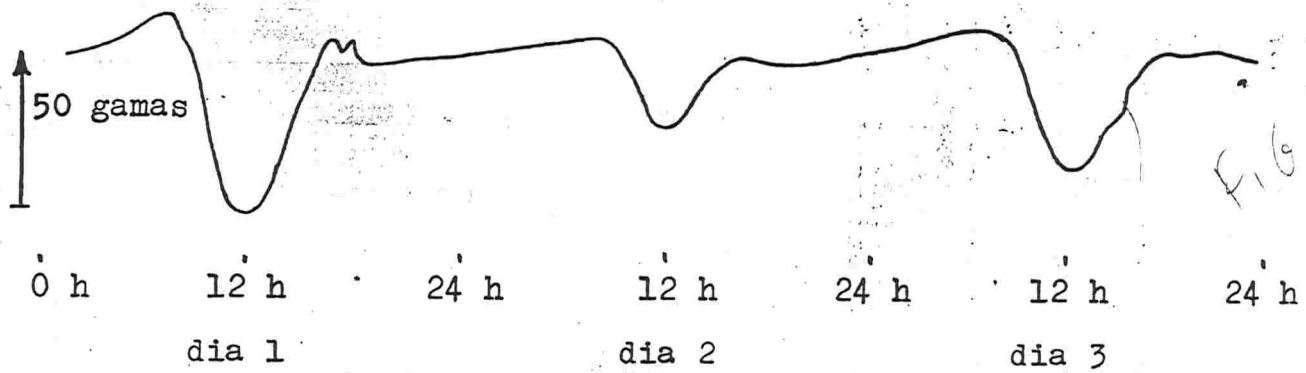
Variações diurnas, micropulsações e tempestades magnéticas são, em grande parte, atribuídas a efeitos devidos ao espaço exterior, como por exemplo, aos "ventos solares" (fluxo de partículas ou correntes elétricas providas do sol). Aparentemente não são influenciadas por condições atmosféricas.

- Variações diurnas são corrigidas nos levantamentos magnetométricos mediante medição simultânea com aparelho (magnetômetro) fixo num lugar determinado;

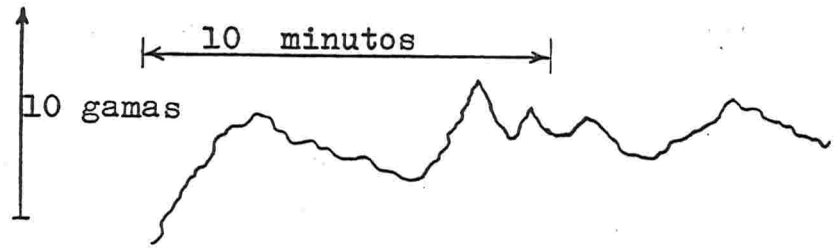
- Micropulsações são eliminadas adotando-se valores médios no decorrer de uma medida, desconsiderando-se, para efeito de interpretação, variações na faixa de amplitude das micropulsações;

- Não se pratica levantamentos magnetométricos durante os períodos de ocorrência de tempestades magnéticas, por serem as medidas desses períodos não significantes e impossíveis de correção.

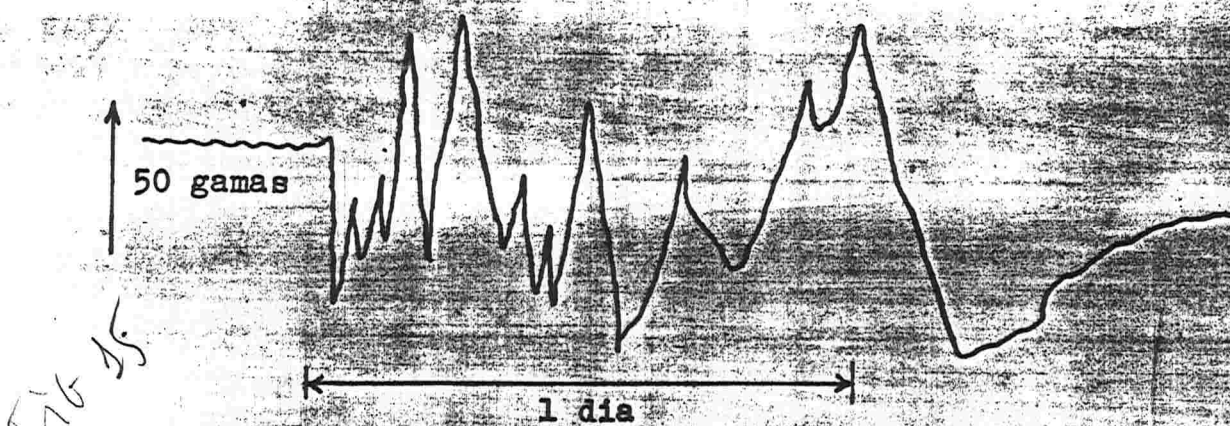
A figura a seguir mostra típicas curvas de variações temporais de intensidade do c.m.t.:



Variação diurna típica da intensidade total do c.m.t.



Típicas micropulsações da intensidade total do c.m.t.



Típica tempestade magnética da intensidade total do o.m.t.

### 2.3 - Propriedades magnéticas das rochas

O método magnético fundamenta-se no estudo das perturbações ou distorções do campo magnético terrestre devidas ao magnetismo induzido e/ou magnetismo remanescente das rochas. Portanto é governado pelas propriedades magnéticas dos minerais e das rochas. Essas propriedades dependem da constituição, da história geológica e da estrutura das formações objetos da prospecção. Dependem de muitos fatores, muitos dos quais ainda pouco entendidos, os quais podem ser classificados:

2.3.1 - Fatores mineralógicos e petrológicos

2.3.2 - Fatores geológicos propriamente ditos

#### 2.3.1 - Fatores mineralógicos e petrológicos

Esses, condicionam a susceptibilidade magnética das rochas e, portanto, a grandeza da intensidade do magnetismo induzido.

Como foi visto no cap. 2.1.2 - Magnetismo induzido, (poucos minerais apresentam de forma marcante susceptibilidades relativamente altas, sendo denominados ferrimagnéticos (magnetita, ilmenita, pirrotita e franklinita). Esses são os principais responsáveis pelos contrastes de susceptibilidade das rochas, conforme as percentagens com que participam do conteúdo mineralógico das mesmas.

Observe-se que os ditos minerais ocorrem comumente como minerais acessórios na constituição das rochas. De modo geral, pode-se dizer:

As propriedades magnéticas das rochas são relacionadas predominantemente a poucos de seus minerais acessórios, e é insignifi

cante a contribuição de seus minerais essenciais (silicatos) para as propriedades magnéticas (susceptibilidade magnética) das rochas.

Como se verá, essa é uma importante diferença entre os métodos magnéticos e os métodos gravimétricos, onde o contrário acontece.

Contrastes de susceptibilidades das rochas ocasionam contrastes de polarização (ou indução), originando, conseqüentemente, anomalias magnéticas quando se mede o campo magnético resultante (c.m.t. superposto aos campos magnéticos induzidos das rochas).

#### Regra geral:

Para efeitos práticos, a susceptibilidade magnética das rochas é proporcional aos conteúdos respectivos de minerais ferrimagnéticos, principalmente ao teor de magnetita, mais ilmenita, ou mesmo simplesmente do teor em magnetita.

Sabendo-se que o teor médio em magnetita mais ilmenita respectivamente em rochas sedimentares, granitos e basaltos, é : 0,09%, 2,03% e 6,53%, pode-se prever (de modo geral, em média) que os basaltos apresentem maior susceptibilidade magnética do que os granitos e esses, maior do que os sedimentos.

Da mesma forma, espera-se que basaltos, diabásios, granitos, skarns, tenham muito mais susceptibilidade do que os calcários, arenitos e ardósias, conseqüentemente apresentando mais magnetismo induzido.

Rochas pré-cambrianas, do embasamento cristalino, deverão, em regra, ter maiores susceptibilidades magnéticas do que os sedimentos sobrejacentes que as encobrem.

Entretanto, existem muitas exceções, havendo sedimentos com alta susceptibilidade magnética (ex.: aluviões com concentrações de minerais metálicos, ou sedimentos com teores relativamente altos de magnetita e ilmenita, ainda que não concentradas). Uma intrusão ígnea, poderá excepcionalmente ter menor susceptibilidade magnética do que os sedimentos encaixantes. Contudo, em regra, o contrário acontece (ex.: dique de diabásio encaixado em sedimentos permo-carboníferos).

**Granulometria** - em sedimentos observa-se o decréscimo da susceptibilidade quando diminui a granulometria. Isso é explicado por efeito de aumento de interstícios vazios, da mesma forma como aconteceria se os interstícios estivessem ocupados com material de menor susceptibilidade magnética. Também a forma e o tamanho dos grãos dos minerais ferrimagnéticos contidos, influenciam na susceptibilidade da rocha. Sabe-se que um cristal bem desenvolvido de magnetita possui susceptibilidade muito mais alta do que grãos finos irregulares do mesmo mineral.

**Metamorfismo e intemperismo** - de modo geral há tendência de aumentar a susceptibilidade magnética das rochas por efeito de metamorfismo e, ao contrário, diminuir a susceptibilidade por efeito de intemperismo. Esses fatos são explicados pelas transformações mineralógicas dos minerais oxidados de ferro, característicos de metamorfismo e intemperismo.

Em condições metamórficas, os óxidos de ferro mais estáveis são a hematita e a magnetita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO}$ ), com susceptibilidades da ordem de 0,004 uCGS e maiores do que 0,03 uCGS respectivamente.

Nas condições de intemperismo, tendem à forma de óxidos hidratados da limonita ( $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ ), com susceptibilidade da ordem de 0,0002 uCGS.

### 2.3.2 - Fatores geológicos propriamente ditos

Efeitos do calor - sabe-se que acima da temperatura "ponto Curie" cessam as propriedades magnéticas das substâncias:

- Ponto Curie da magnetita: 515 °C
- " " da pirrotita: 300 °C

Assim, tendo-se em conta o aumento da temperatura com a profundidade (grau geotérmico), seria de se supor que não houvesse magnetismo em profundidades da ordem de 20 km ou mais.

Entretanto, as análises da distribuição do magnetismo terrestre indicam que 52% de sua intensidade parece originar-se no nú-

cleo da Terra. Isso é explicado pela teoria da origem do magnetismo terrestre relacionada com correntes elétricas de alta amperagem que ocorrem no núcleo.

Efeito de raios - descargas elétricas da ordem de grandeza de 20.000 amperes originam altos campos elétricos, que produzem magnetismo remanescente nas rochas situadas em altos topográficos. Podem ser explicados, alguns efeitos anômalos em partes altas pela maior incidência da ação de raios.

Efeitos da topografia - o relevo topográfico, de modo geral, tem efeito insignificante nas medidas do campo magnético terrestre. Esse fato é um importante fator favorecendo a aplicabilidade dos métodos magnéticos de prospecção em regiões montanhosas, onde ainda ocorrem jazimentos metálicos.

Como se verá, esse fator é muito importante, favorecendo a aplicabilidade do método magnético ~~magnético~~ em relação ao método gravimétrico. Para os últimos, a influência de condições de relevo pode inviabilizar sua aplicação (em regiões muito acidentadas e com geologia complexa).

Efeitos de movimentos estruturais - zonas brechadas, devidas a falhamentos, são caminhos naturais para a migração de soluções de origem profunda ou superficial, com conseqüente deposição de minerais. Dessa forma costumam originar anomalias magnéticas detectáveis.

Esforços de distensão ou de flexão dos movimentos tectônicos e orogênicos, podem afetar o magnetismo das rochas à semelhança do que se observa em hastes metálicas quando sujeitas a esses esforços. A distensão de hastes metálicas pode eliminar o seu magnetismo. Contrariamente, uma haste metálica pode adquirir magnetismo por flexão.

Efeitos magneto-mecânicos podem explicar anomalias geológicas na ausência de evidências de outras causas.

A modificação do posicionamento de uma rocha em relação ao de seu passado geológico, juntamente com magnetismo remanescente adquirido quando da sua formação (ou mesmo no decorrer de um evento acontecido posteriormente) muitas vezes origina anomalias magnéticas discre

pantes em relação à direção atual do c.m. terrestre.

Direção e sentido do magnetismo remanescente ou residual, são aquelas do campo magnético terrestre existente quando aconteceu o evento de sua origem (muitas vezes contemporâneo à formação da rocha).

Assim, tendo-se modificado a posição, é comum não haver concordância do magnetismo existente na rocha com o atual campo magnético terrestre. São comuns anomalias magnéticas nessas condições, tornando-se muito difícil ou mesmo impossível interpretá-las. Por outro lado, efeitos dessa natureza constituem informações importantes para o estudo da história geológica da Terra (estudos de paleomagnetismo).

Efeitos de concentrações de minerais - contatos metamórficos muitas vezes produzem anomalias magnéticas devido às concentrações mineralógicas inerentes ao metamorfismo.

Concentrações de minerais pesados em aluviões e eluviões produzem anomalias magnéticas. Por isso, métodos magnéticos são muito utilizados na prospecção desses tipos de jazimentos. No caso de aluviões auríferos ou estaníferos, a associação comum de magnetita mais ilmenita torna aplicável os métodos magnéticos para sua prospecção.

Também são comuns horizontes característicos de maior concentração de minerais pesados em pacotes sedimentares em geral, fornecendo características estratigráficas detectáveis por métodos magnéticos.

Magnetita e pirrotita muitas vezes são associadas nas mineralizações de sulfetos de origem hidrotermal. Por esse motivo, métodos magnéticos são aplicados em prospecção de depósitos hidrotermais.

Efeitos de intrusões ígneas - intrusões ocasionam anomalias magnéticas, seja por efeito de magnetismo de contato, seja pelas diferenças de constituição da rocha intrusiva em relação às encaixantes. Ex.: intrusões de diques ou sills de diabásio em sedimentos permocarboníferos. Métodos magnéticos são aplicáveis para identificar intrusões de diabásio, em detalhamento na pesquisa de carvão.



pantes em relação à direção atual do c.m. terrestre.

Direção e sentido do magnetismo remanescente ou residual, são aquelas do campo magnético terrestre existente quando aconteceu o evento de sua origem (muitas vezes contemporâneo à formação da rocha).

Assim, tendo-se modificado a posição, é comum não haver concordância do magnetismo existente na rocha com o atual campo magnético terrestre. São comuns anomalias magnéticas nessas condições, tornando-se muito difícil ou mesmo impossível interpretá-las. Por outro lado, efeitos dessa natureza constituem informações importantes para o estudo da história geológica da Terra (estudos de paleomagnetismo).

Efeitos de concentrações de minerais - contatos metamórficos muitas vezes produzem anomalias magnéticas devido às concentrações mineralógicas inerentes ao metamorfismo.

Concentrações de minerais pesados em aluviões e eluviões produzem anomalias magnéticas. Por isso, métodos magnéticos são muito utilizados na prospecção desses tipos de jazimentos. No caso de aluviões auríferos ou estaníferos, a associação comum de magnetita mais ilmenita torna aplicável os métodos magnéticos para sua prospecção.

Também são comuns horizontes característicos de maior concentração de minerais pesados em pacotes sedimentares em geral, fornecendo características estratigráficas detectáveis por métodos magnéticos.

Magnetita e pirrotita muitas vezes são associadas nas mineralizações de sulfetos de origem hidrotermal. Por esse motivo, métodos magnéticos são aplicados em prospecção de depósitos hidrotermais.

Efeitos de intrusões ígneas - intrusões ocasionam anomalias magnéticas, seja por efeito de magnetismo de contato, seja pelas diferenças de constituição da rocha intrusiva em relação às encaixantes. Ex.: intrusões de diques ou sills de diabásio em sedimentos permocarboníferos. Métodos magnéticos são aplicáveis para identificar intrusões de diabásio, em detalhamento na pesquisa de carvão.

Corpos tabulares de rocha de alta susceptibilidade encaixados em rochas de baixa susceptibilidade, provocam contrastes muito importantes. A posição relativa do vetor campo magnético terrestre em relação à atitude do corpo tabular, condiciona anomalias muito estudadas (com técnicas especiais de interpretação).

#### 2.4 - Anomalias geomagnéticas

A crosta terrestre constitui um arranjo extremamente heterogêneo de substâncias com diferentes propriedades magnéticas. Certas rochas, com susceptibilidades magnéticas relativamente altas, adicionam seus próprios campos induzidos ou remanescentes (permanentes) ao campo magnético terrestre normal, ocasionando anomalias. Dependendo da escala (grandeza e extensão) em que essas anomalias são observadas, podemos classificá-las:

- Anomalias continentais
- Anomalias regionais
- Anomalias locais

As anomalias continentais são relacionadas às grandes diferenças em composição e estrutura das massas continentais.

Existem, por vezes, pronunciados alinhamentos associados a notáveis estruturas rochosas de âmbito continental, como por ex.: às cadeias de montanhas Andes e Alpes.

As anomalias regionais são anomalias menores em extensão às continentais, afetando, por exemplo, um distrito geológico. São relacionadas às características peculiares daquele distrito (sua geologia). Exemplo clássico e mais notável é o da anomalia geomagnética regional da Província de Kursk (URSS), associada com os grandes depósitos de ferro daquele distrito, predominantemente constituídos de magnetita. Nessa região, a componente vertical de intensidade de campo pode atingir 200.000 gamas.

As anomalias locais relacionam-se a fatos geológicos observados em escala muito mais restrita. São anomalias locais, por exemplo, o efeito de um dique de diabásio encaixado em sedimentos, ou efei-

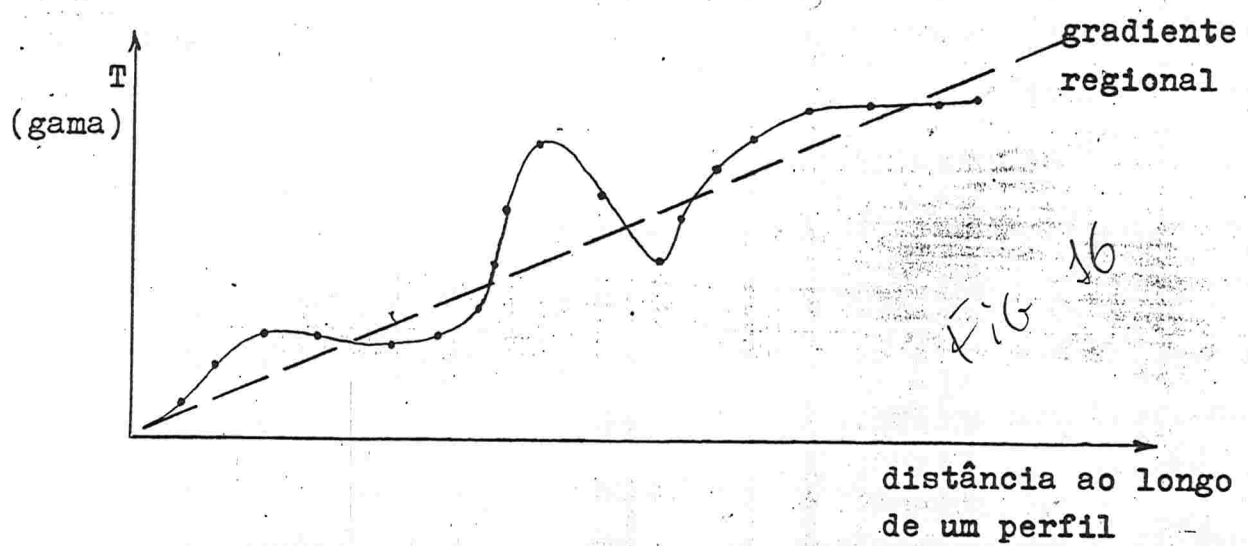
tos devidos à conformação do embasamento cristalino em uma parte da bacia sedimentar, ou ainda, às devidas à concentração de minerais pesados em aluviões.

Mesmo entre as anomalias locais, devemos distinguir efeitos anômalos superpostos de diferentes causas geológicas mais ou menos localizadas e também mais ou menos profundas.

Assim, por exemplo, estudando-se uma anomalia local devida a causas muito superficiais, como por exemplo, o efeito da aba de um sill de diabásio encoberto, encaixado em sedimentos, devemos distinguir os efeitos devidos a causas mais profundas, devidas à estrutura do embasamento cristalino, da bacia sedimentar. Observe-se que os dois efeitos estão superpostos, sendo necessário separá-los mediante artifícios de interpretação para que possam ser entendidos.

Uma anomalia local, separada mediante interpretação de outras anomalias superpostas devidas a causas mais ou menos profundas ou de âmbitos mais ou menos regionais, constitui o que se denomina uma anomalia residual.

Se tivéssemos obtido um perfil de medidas da intensidade do campo magnético terrestre como o representado na figura, nesse caso seria óbvio separar-se dois tipos de efeitos:

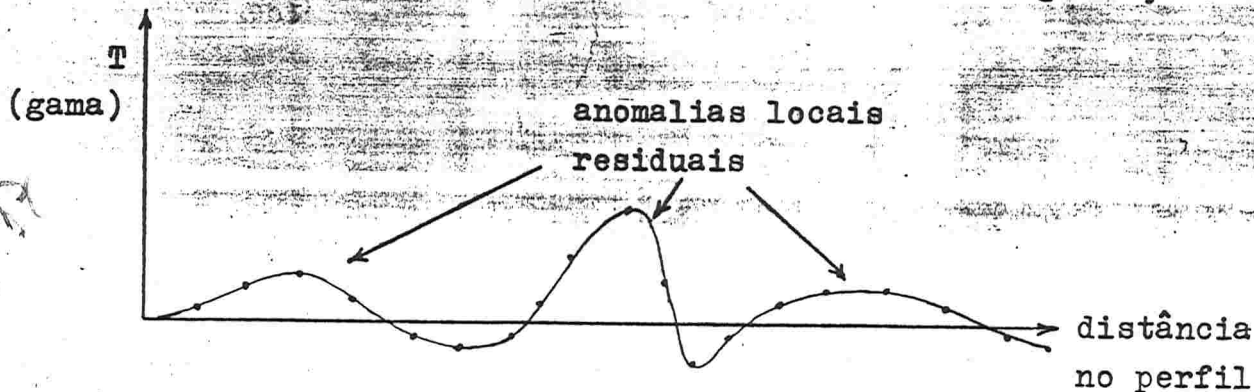


- : valores medidos do módulo do vetor  $\vec{T}$ ;
- : linha representando a variação observada;
- : gradiente idealizado, obtido mediante interpretação visual do perfil;

a - Um gradiente regional devido, provavelmente, a causas mais profundas e extensivas em área.

b - Irregularidades devidas a causas mais localizadas, e provavelmente mais superficiais.

Nessas condições, na interpretação, poderíamos construir uma curva ideal, subtraindo de cada valor observado, o valor representado pelo gradiente estabelecido conforme nossa interpretação:



Essa curva representaria, segundo nossa interpretação, anomalias locais residuais, excluindo-se o efeito da anomalia mais regional superposta.

Esse exemplo torna compreensível o conceito de anomalia residual, imprescindível para o entendimento de anomalias geofísicas em geral.

Observe-se que, em muitos casos, a separação do efeito residual (ou da anomalia residual) constitui problema muito mais complexo do que o exemplo figurado. VER ITEM 2.9.5-ANOMALIAS RESIDUAIS, E TAMBEM ITEM 3.5.3 SEPARAÇÃO DA ANOMALIA REGIONAL EM GRAVIMETRIA.

## 2.5 - Levantamento magnetométrico

Constitui a prática genérica da prospecção geofísica com métodos magnéticos. Visa determinar anomalias geomagnéticas, as quais interpretadas com base em conhecimentos geológicos e na teoria física do método utilizado, resultam em informações adicionais de geologia, interessantes à prospecção.

A parte de campo do levantamento magnetométrico consiste em fazer-se medidas físicas de um ou mais parâmetros característicos do campo magnético terrestre, na área da prospecção, segundo um plano pré-determinado.

As medidas são feitas descontinuamente ou continuamente, ao longo de perfis. Os perfis são estabelecidos mediante topografia no terreno, ou constituídos por linhas de vôos nos levantamentos aerotransportados. Os resultados dos perfis levantados podem ser integrados em área, mediante curvas de contorno do parâmetro medido. Os parâmetros medidos, conforme os equipamentos utilizados, podem ser:

- Valores absolutos das intensidades do campo magnético total ( $T$ );

- Intensidades de uma ou das duas componentes do campo total vertical ou horizontal (na direção do meridiano magnético)  $\vec{Z}$  e  $\vec{H}$ .

- Variação ou acréscimos (positivos ou negativos) de uma ou das duas componentes  $Z$  e  $H$ , isto é, valores de  $\Delta\vec{Z}$  e  $\Delta\vec{H}$ , em relação aos valores desses parâmetros num ponto de referência arbitrário.

Todos esses parâmetros são medidos em gama, sendo que 1 gama =  $1 \times 10^{-5}$  gauss.

Na maioria dos levantamentos magnetométricos são medidos somente um dos parâmetros:

$\vec{T}$  (valor absoluto)

$\vec{Z}$  ( " " )

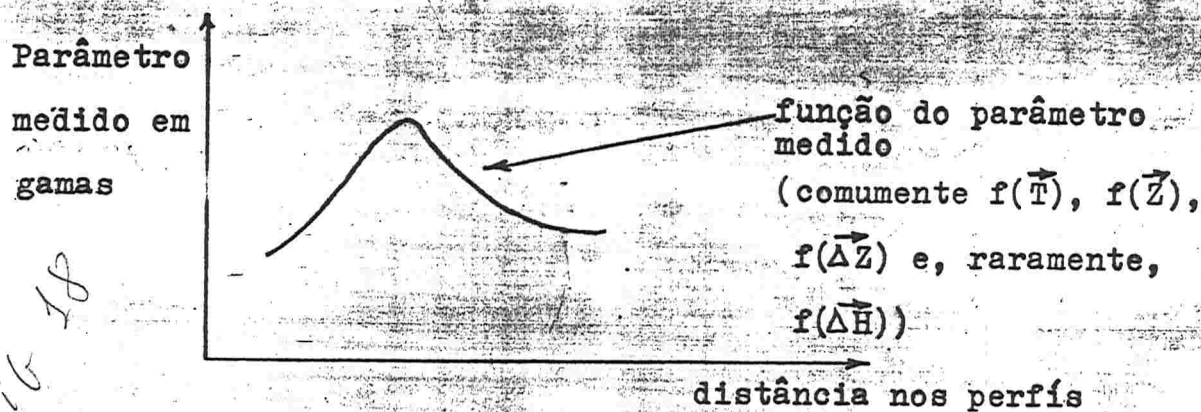
$\Delta\vec{Z}$  (valor relativo)

Além das medidas da intensidade de campo, pode ser medido o parâmetro  $i$ , ou seja, a medida angular no plano do meridiano magnético da inclinação do vetor  $\vec{T}$ .

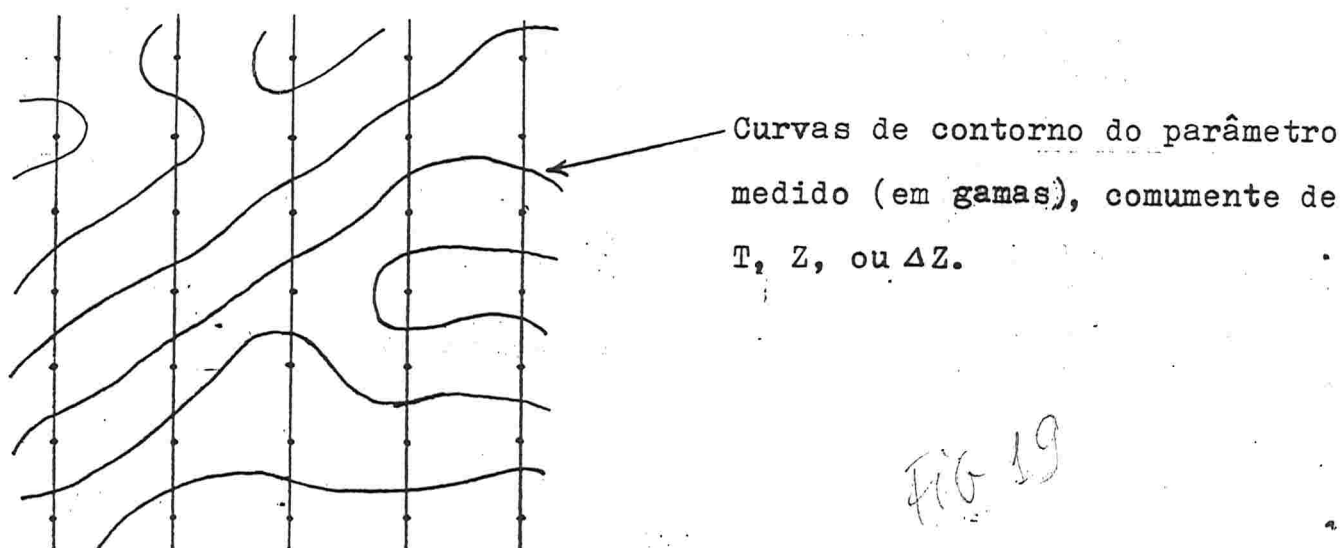
Os aparelhos utilizados para essas medidas são denominados genericamente de magnetômetros.

Algumas vezes, como recurso de interpretação, fazem-se medidas de susceptibilidades magnéticas de amostras de rochas. Essas últimas medidas são feitas predominantemente em laboratório, podendo-se, entretanto, fazer medidas expeditas de susceptibilidade em amostras de rocha, utilizando-se magnetômetro de campo. De modo geral,

entretanto, os valores de K comumente utilizados nas interpretações são dados publicados de laboratório. Esses parâmetros são representados em perfis, constituído curvas de variação  $f(\vec{T})$ ,  $f(\vec{Z})$ ,  $f(\vec{\Delta Z})$ ,  $f(\vec{\Delta H})$ :



Perfis são integrados em área, constituindo-se curvas de contorno dos valores dos parâmetros medidos em planta.



As formas das curvas representadas nos perfis ou as configurações das curvas de contorno em planta, evidenciam as anomalias a serem interpretadas.

## 2.6 - Magnetômetros

O aparelho mais simples com o qual pode-se fazer medidas do campo magnético terrestre, e conseqüentemente identificar uma forte anomalia devida, por exemplo, a um corpo de magnetita próximo, é uma bússola. Bússolas medem direção e sentido da componente horizontal do c.m.t., sendo a componente vertical neutralizada pelo contrapeso da agulha (adaptando-se às condições da latitude onde a bússola é

utilizada). O uso da bússola em prospecção para magnetita foi precursor dos métodos magnéticos de prospecção.

Na década de 1920 foram usados magnetômetros de concepção muito simples, citando-se:

- Bússola de geólogo com acessório (acessório de Wilson para "Bruntom Compass");
- "Dip needle".

No primeiro aparelho citado, media-se a distância em que um ímã de momento conhecido, atuando horizontalmente sobre a agulha imantada, provocava um desvio na mesma de  $30^\circ$ . Através dessa medida era possível calcular-se a intensidade da componente  $\vec{H}$ , com precisão de 50 gamas.

O "Dip needle" (Swedish Mining Compass) é um aparelho rudimentar, assemelhando-se a uma bússola com eixo de rotação horizontal, de modo que a agulha imantada deslocava-se num plano vertical. Na operação, o plano vertical de deslocamento da agulha era tornado coincidente com o plano do meridiano magnético, de modo a dar diretamente a medida da inclinação  $i$  (do c.m.t.); mediante um contrapeso era possível compensar o efeito da componente  $Z$  (comp. vertical), podendo-se avaliá-la dessa forma.

Esses aparelhos seriam utilizáveis onde anomalias a serem estudadas fossem de valores superiores a 250 gamas.

Também desde a década de 1920 e início de 1940, foram desenvolvidos e utilizados os magnetômetros mecânicos tipo "Balança de Schmidt" em levantamentos no terreno, com conseqüente desenvolvimento das técnicas de interpretação, particularmente da Teoria da indução. Com esses aparelhos media-se as componentes  $\vec{\Delta Z}$  e  $\vec{\Delta H}$  com precisão útil de até 5 gamas (5 gamas/divisão da escala).

No fim da década de 1940 e na década de 1950 passaram a ser mais utilizados em levantamentos no terreno os magnetômetros, ainda mecânicos, de torção (Torsion Magnetometer). Esses medem a componente vertical  $\vec{Z}$ , permitindo precisão útil de 25 gamas (25 gamas / divisão de escala), e com grande vantagem sobre os anteriores quanto à facilidade de operação.

Desde a década de 1940 foram desenvolvidos os magnetômetros tipo "flux gate", eletrônicos. Esses eram denominados no início de magnetômetros móveis, e possibilitaram os levantamentos aerotransportados.

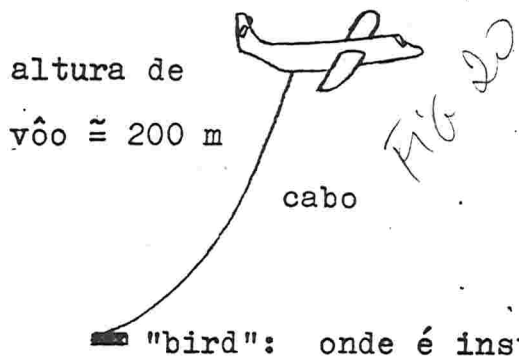
O elemento sensível é colocado num "bird", ligado ao avião ou helicóptero por um cabo. A parte eletrônica do equipamento de processamento de dados e de registro contínuo são instalados no interior da aeronave.

Os equipamentos aerotransportados permitem sensibilidade de até 1 gama.

Instalados no avião: sistema registrador-

computador e registro simultâneo de altitude por altímetro.

A localização é feita em fotos aéreas por marcas fiduciais.



Desde a década de 1950 até o presente, vem se desenvolvendo com grande intensidade as técnicas de aero-levantamentos, incluindo a interpretação com utilização de computador.

No fim da década de 1960, apareceu a versão de magnetômetro tipo "flux gate" portátil (transistorizado) para levantamento no terreno, como o "Jalander Electronic Magnetometer", procedente da Finlândia. Esse aparelho mede  $\Delta Z$ , e sua precisão útil é de aproximadamente 20 gamas (nominalmente poderia ser lido 10 gamas/divisão de escala, porém, devido às micropulsões, essa precisão não é atingida).

Ainda na década de 1960, começou o uso comercial do magnetômetro nuclear, ou de núcleo de hidrogênio ou Próton-magnetômetro. Baseia-se no fenômeno de ressonância nuclear, descoberta em 1938. O desenvolvimento dos primeiros protótipos do aparelho foram anunciados por Packard e Varian em 1954(1) e independentemente em 1956 na Inglaterra. Esse tipo de magnetômetro mede o valor absoluto da intensidade

(1) Desenvolvidos pela Varian Associates no meio da década de 1950



total do campo magnético terrestre, com precisão equivalente aos do tipo "flux gate". Presentemente existem várias versões para uso no terreno e em levantamentos aéreos. Praticamente substitui o tipo "flux gate" nos levantamentos aéreos, e predomina largamente no uso terrestre. A razão disso é sua grande simplicidade de operação aliada a grande precisão e baixo custo relativo.

Cita-se, ainda, o magnetômetro digital aero-transportado de vapores de Césio, desenvolvido em 1960-63 na França, com colaboração da Compagnie Generale de Geophysique, baseado no princípio da ressonância magnética do vapor de Césio (a frequência da luz emitida pelos átomos do gás excitado é proporcional ao campo magnético no qual o vapor é colocado).

Permite medidas do campo magnético total com precisão absoluta de 0,1 gama (útil de 1 gama). Sua primeira aplicação foi no levantamento da carta magnética da França, na década de 1960. Atualmente magnetômetros com o mesmo princípio, desenvolvidos também pela Varian, permitem precisão de até 0,005 gamas. Esse tipo de magnetômetro é referido em inglês por "optically pumped magnetometers". Desenvolvido primeiramente para a guerra submarina, é mais sensível do que os outros tipos, mas limitado por problemas de orientação e variações com temperatura e pressão. Atualmente limitados à uso para fins militares.

Além desses tipos o Geological Survey do Canadá, desenvolveu um sistema aerotransportado denominado gradiômetro, no fim da década de 1970. Esse sistema emprega dois sensores longitudinalmente afastados (verticalmente ou horizontalmente). Fornece os gradientes das anomalias, dando recurso para resolver anomalias complexas em suas componentes individuais, e para estimativas de profundidade; vantagens adicionais de remover os problemas com respeito a variações diurnas, micropulsões e tempestades magnéticas.

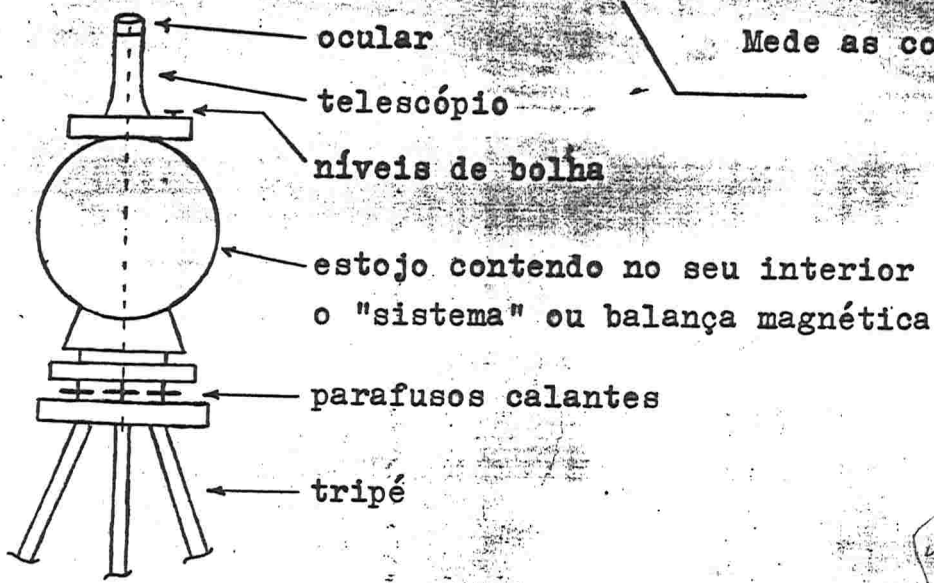
Em resumo, existem diversos tipos de magnetômetros; procedência também muito diversificada.

Consideraremos representativos os tipos de magnetômetros:

- a- Magnetômetros mecânicos (antigos em grande parte obsoletos);
  - Tipo balança de schmidt (importância didática, histórica, e pela alta precisão sem sofisticação);
  - Tipo de torção-versão mais moderna dos tipos mecânicos, de utilização prática e sem sofisticação.
- b- Magnetômetros eletrônicos:
  - Tipo "flux gate" (para levantamentos aéreos e terrestres modernos);
  - Tipo Próton-magnetômetro ou nuclear (o mais importante presentemente devido a facilidade de operação nos levantamentos aéreos e terrestres) - parâmetro medido, grandeza escalar do c.m.t., dá menor recurso de interpretação que as medidas obtidas com outros tipos de magnetômetros.

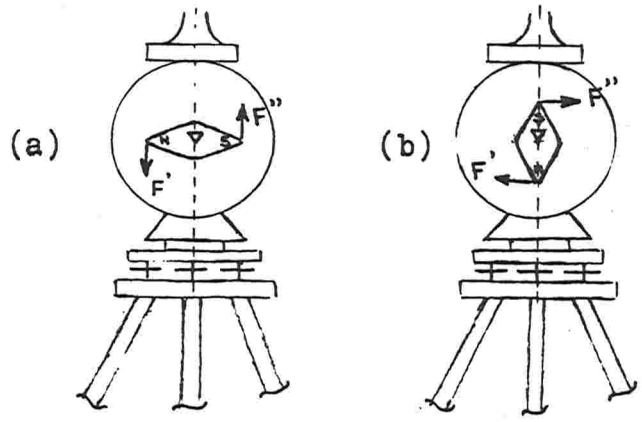
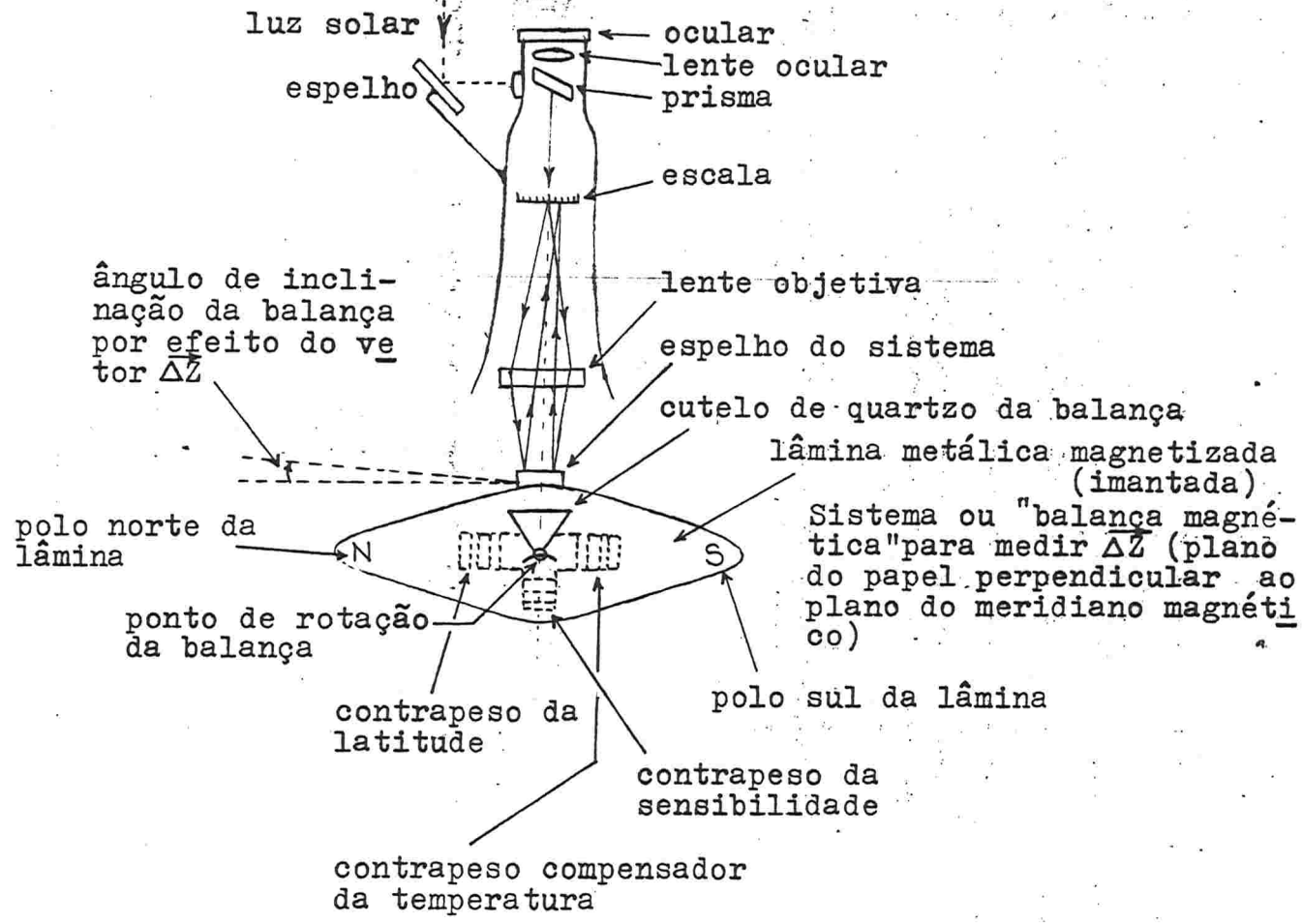
(Referência E&MJ- setembro 1982-New directions in exploration geophysics)

2.6.1 - Magnetômetro tipo balança de Schmidt



Mede as componentes  $\Delta Z$  e  $\Delta H$ .

Fig 23



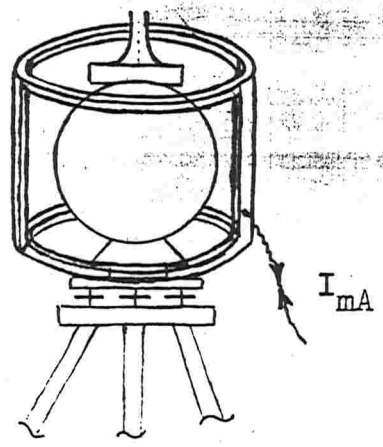
(a)- Sistema vertical  
 (para medir  $\Delta Z$ ): plano do papel perpendicular ao plano do meridiano magnético.  
 Aparelho instalado no

JA  
Dib

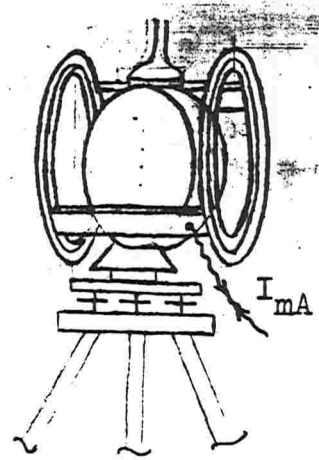
hemisferio norte, polo magnético Sul terrestre em frente ao plano do papel.

(b)- Sistema horizontal (para medir  $\Delta H$ ): o plano do papel coincide com o plano do meridiano magnético. Aparelho instalado no hemisferio norte, polo Norte magnético terrestre à esquerda.

Magnetômetro com bobina de calibração  
(bobina de Helmholtz)



Posição para sistema vertical



Posição para sistema horizontal

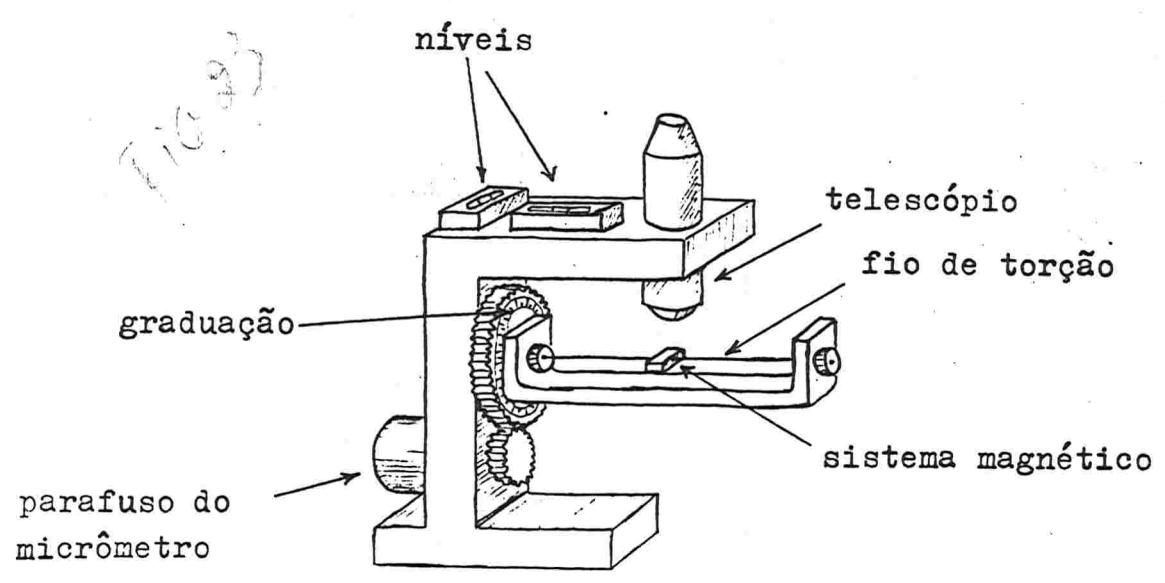
Sensibilidade =  $\epsilon$ /divisão da escala

$$\epsilon = \frac{2 I C}{L_1 - L_2} \quad ; \quad C : \text{constante da bobina}$$

$C = n^\circ \text{ de } \delta / 1 \text{ mA de corrente}$

2.6.2 - Magnetômetro mecânico de torção

Princípio do magnetômetro de torção:



### Magnetômetro de torção

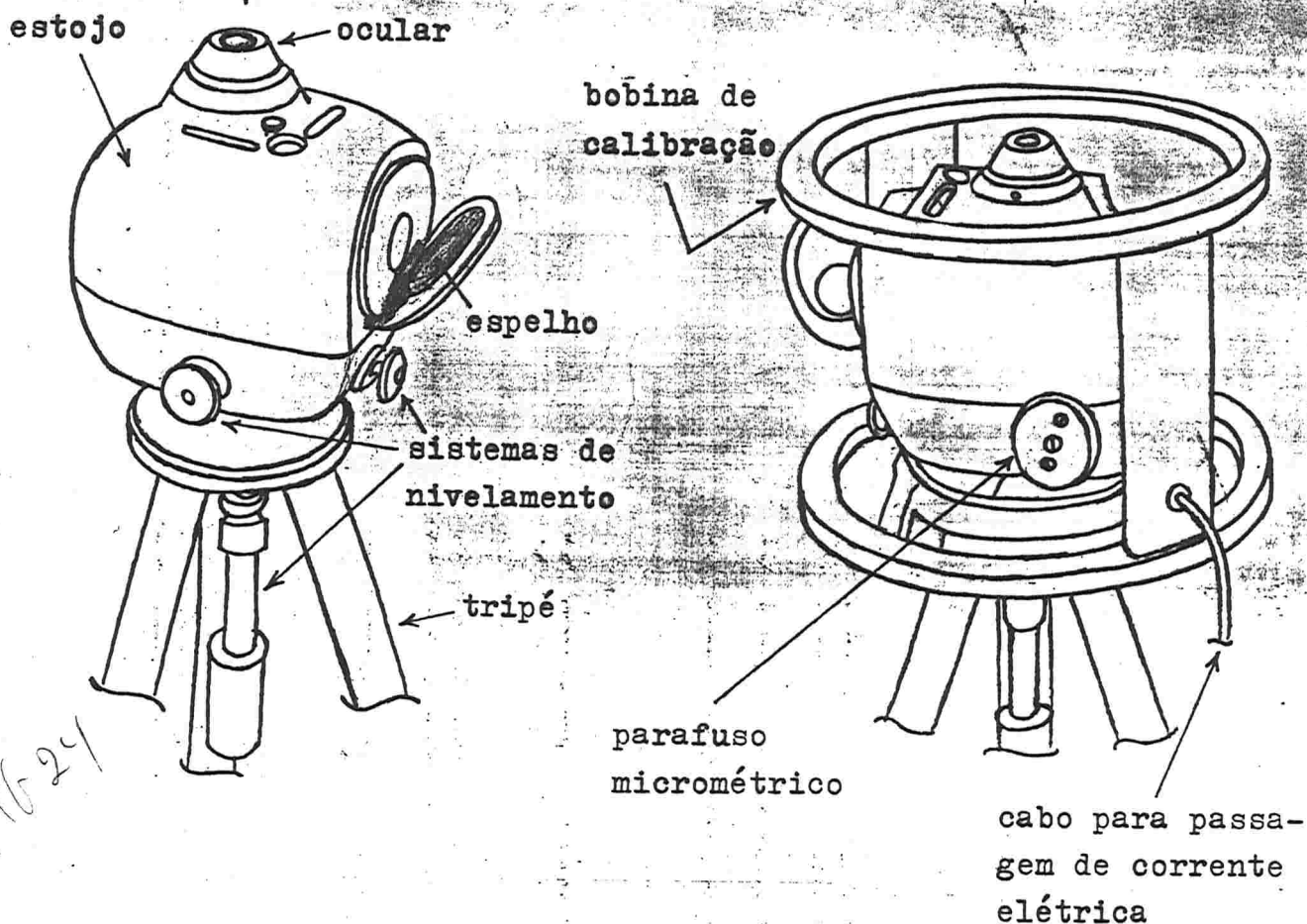
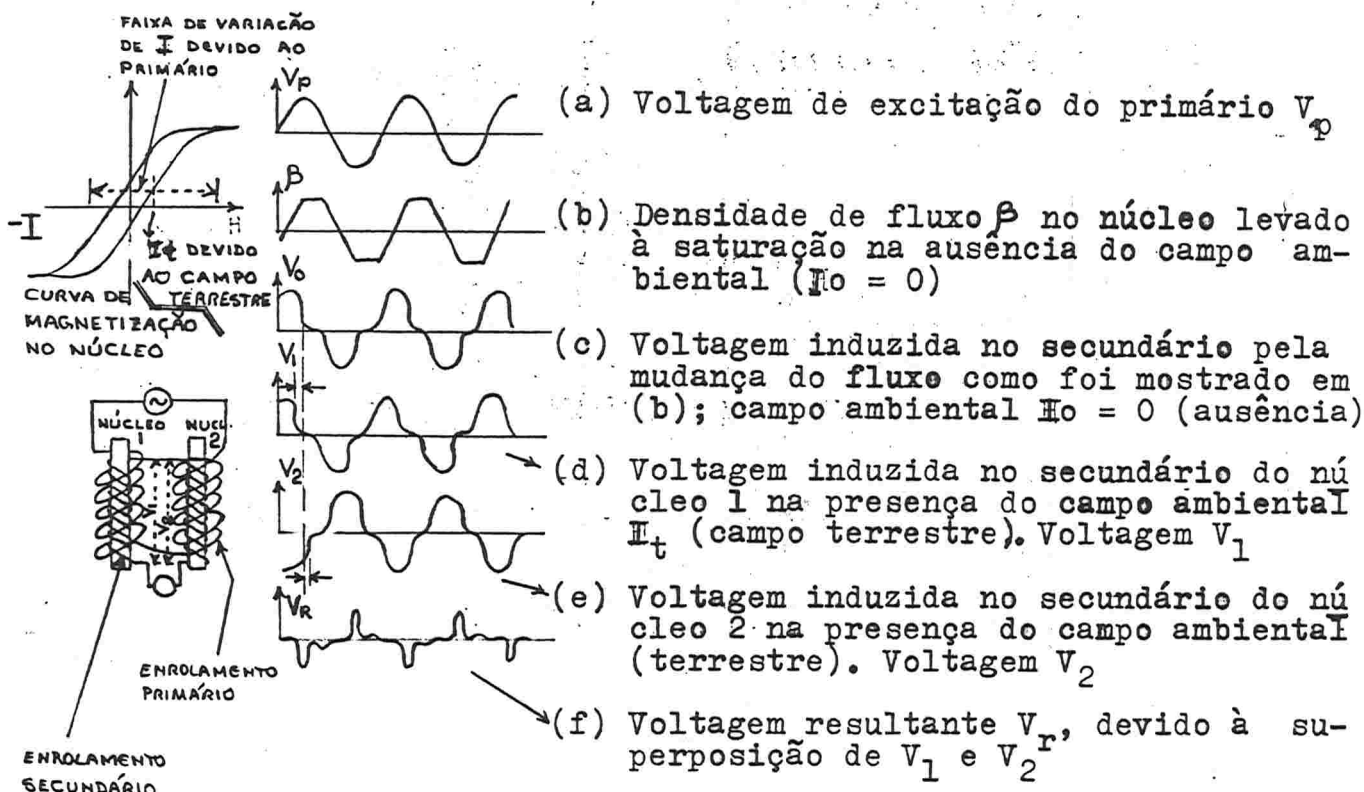


FIG 24

### 2.6.3 - Magnetômetro eletrônico tipo "flux gate"

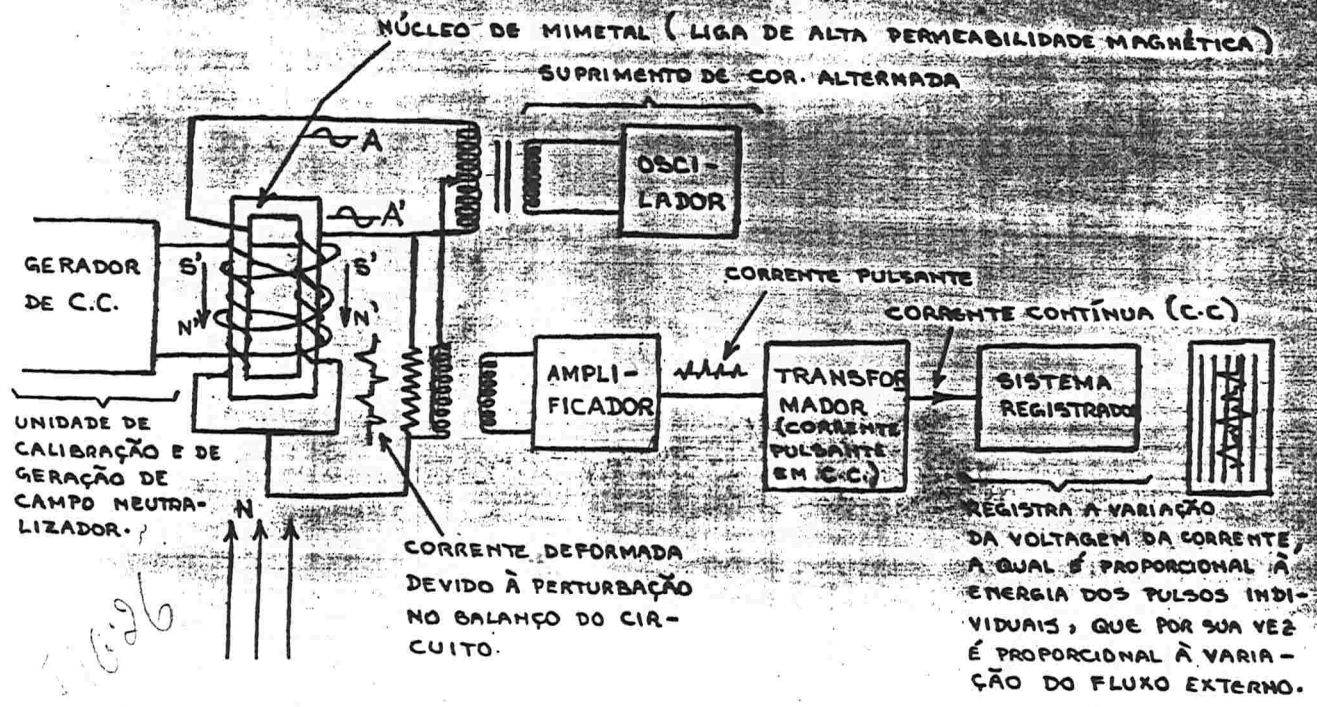
Princípio de funcionamento:



Os enrolamentos do núcleo 1 e 2 são em sentidos contrários

FIG 25

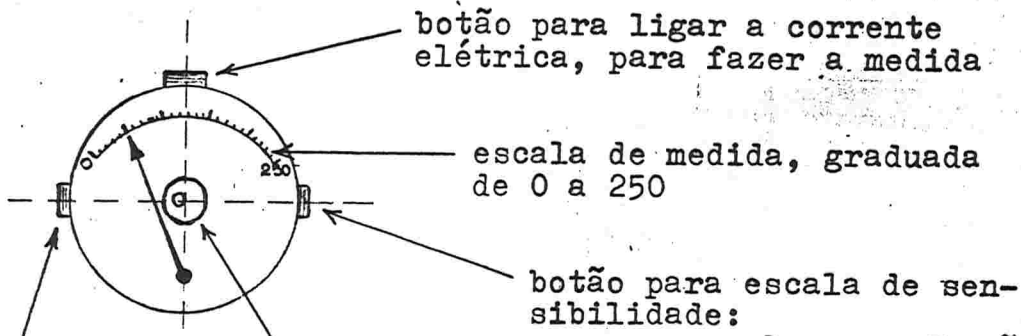
2.6.3.1 - Magnetômetro eletrônico tipo "flux gate" aéreo



2.6.3.2 - Magnetômetro tipo "flux gate" terrestre (portátil)

(Jalander Electronic Magnetometer)

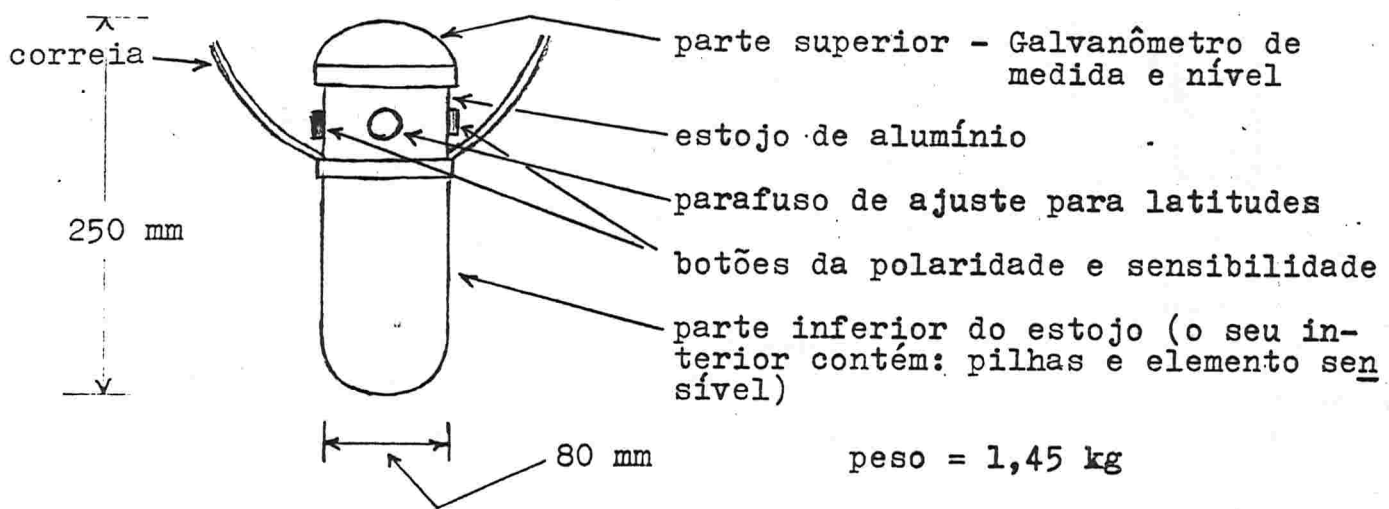
Vista Superior



- 1 - sensib. = 10% / DE
- 2 - " = 30% / DE
- 3 - " = 100% / DE
- 4 - " = 300% / DE
- 5 - " = 1000% / DE

botão para ajustar a polaridade + ou -, e para testar as pilhas

vista de perfil

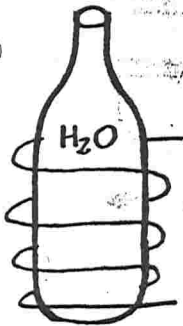


2.6.4 - Próton Magnetômetro (Magnetômetro nuclear ou magnetômetro de núcleo de hidrogênio, ou ainda, magnetômetro de precessão do núcleo de hidrogênio).

Aplicando o fenômeno de ressonância nuclear descoberto em 1938: - Átomos que têm polaridade como o átomo de hidrogênio, em torno do qual gira um único elétron, comportam-se como minúsculos ímãs de forma esférica (momento produzido pelo "spin" do elétron). Por isso eles tendem a se orientar segundo um campo magnético exterior.



Momento magnético do núcleo de hidrogênio (associado ao spin do elétron).



Num recipiente figurado por uma garrafa contendo água pura (H<sub>2</sub>O), os átomos de hidrogênio comportam-se dessa maneira, sendo os átomos de oxigênio inertes à polaridade magnética. Fazendo-se passar uma corrente elétrica numa bobina em torno da garrafa, durante aproximadamente 3 segundos, submete-se a garrafa a um campo magnético forte (de ordem de grandeza de ≈ 100 vezes o campo magnético terrestre):

- Os átomos de hidrogênio se orientarão segundo esse campo magnético provocado;
- Cessando-se a passagem de corrente, os átomos tenderão a se reorientarem segundo o campo magnético terrestre, girando sobre si mesmo;
- Porém, os átomos não atingem imediatamente a nova posição de equilíbrio mas sim oscilam em torno dela, com um movimento de precessão, semelhante ao movimento de um pião em relação ao campo gravitacional.

A velocidade angular desse movimento de precessão é dada por:

$$\omega = \frac{\mu}{L_p} \vec{T} = \gamma_p \cdot \vec{T}$$
 sendo  $\mu$  = módulo do momento magnético de um próton;

$L_p$  = momento magnético de um próton;  $T$  = Intensidade do campo magnético terrestre;  $\gamma_p$  = Constante característica do próton. (Referência:

- Halliday-Resnick Trad. da Costa, R.C.T 1974, Magnetismo Nuclear pg. 310 vol. II-1).

Nessas condições, cada átomo atua como as espiras de um gerador induzindo corrente no secundário, no caso, representado pe-

→ 1 melhora de ... comparando ...

la bobina em torno da garrafa.

O efeito total resultante desse fenômeno, é a geração de uma força eletro-motriz oscilante na bobina, aparecendo uma corrente elétrica cuja frequência depende da intensidade do campo magnético terrestre.

Medindo-se essa frequência e multiplicando-a por uma constante universal, tem-se uma grandeza a qual é o valor absoluto de  $\vec{T}$ .

Assim, o elemento sensível do magnetômetro é simplesmente o recipiente com água e a bobina envolvente.

Por meio de equipamento eletrônico, a corrente produzida é ampliada, medida com acuracidade sua frequência, e através dessa obtém-se o valor absoluto de  $\vec{T}$ .

Esse magnetômetro independe de nivelamento e orientação, e sua precisão útil é da ordem de 10%.

Sendo transistorizados, são de pequeno volume e portáteis.

Existem com acessórios registradores contínuos automáticos para levantamentos aéreos e, de medida digital, para levantamentos no terreno, com grande variedade de versões.

A tendência atual é substituírem totalmente os do tipo "flux gate" para levantamentos aéreos e, em grande parte, os demais tipos para levantamentos no terreno. O único inconveniente é que a medida do valor absoluto (escalar) de  $\vec{T}$ , é de menor poder de resolução para interpretações do que as medidas, em relação à direção e sentido, que são fornecidas por outros magnetômetros.

## 2.7 - Correções aplicadas nos levantamentos magnetométricos

### 2.7.1 - Variações afetando as medidas

As medidas obtidas com magnetômetros são afetadas de variações devidas às diferentes causas geofísicas vistas, as quais podem ser agrupadas:

- Variações devidas às medidas em diferentes latitudes e longitudes;
- Variações devidas às variações no tempo do campo magnético terrestre (variações diurnas, micropulsações e tempestades magnéticas);

- Variações devidas a alterações físicas dos instrumentos de medida, e também variações devidas a objetos de ferro e aço e correntes elétricas próximas ao aparelho;
- Variações de um ponto em relação ao outro, devidas às propriedades magnéticas das rochas, isto é, devidas à heterogeneidade da crosta terrestre.

Em prospecção geofísica, queremos interpretar exclusivamente as variações devidas às últimas causas citadas.

~~XXXX~~ -

- Micropulsações são desconsideradas mediante utilização dos valores médios dentro da faixa de flutuação de uma medida. Essas pulsações são absorvidas na precisão útil de uma medida, a qual normalmente é menor do que a sensibilidade real permitida pelo magnetômetro.

- Tempestades magnéticas são desconsideradas, desprezando-se as medidas obtidas durante o intervalo de ocorrência desses fenômenos.

- Mediante cálculo, são corrigidas as variações diurnas e de latitude e longitude.

- Variações devidas às condições físicas do aparelho, por efeito de variação de temperatura ambiental, e de outras causas aleatórias, como pequenas batidas (choques) ocorridas durante a operação. Essas são, na maior parte, eliminadas mediante construção dos aparelhos, tornando-os insensíveis às mesmas, ou mediante curvas de correção estabelecidas em laboratório. Erros residuais que persistem são verificados na operação e distribuídos mediante cálculo.

- Objetos de aço ou correntes elétricas próximas aos pontos medidos, introduzem erros mais ou menos importantes, conforme as distâncias, forma e volume desses objetos. São efeitos praticamente impossíveis de serem corrigidos, devendo-se evitá-los.

É praticamente impossível a prospecção com métodos magnéticos nos perímetros urbanos, ou na área de operação de uma mina.



O operador não deve manter consigo, durante a leitura do aparelho, pequenos objetos como canivetes, chaves, fechos de aço no vestuário, etc.

Os pontos de medida devem ser convenientemente afastados de cercas, ferrovias, edifícios, pontes metálicas ou com armaduras metálicas, veículos automotores, linhas de transmissão elétrica, etc.

Para efeitos práticos, considera-se que efeitos dessa natureza (influências) serão muito grandes, tornando impraticável uma medida quando os objetos estão muito próximos, decrescendo a influência na razão direta do quadrado da distância. Assim, o efeito de um automóvel a três metros de distância pode atingir 700 gamas ( $\gamma$ ), desaparecendo à cerca de 30 metros; uma cerca de arame, de direção N-S, pode ocasionar efeito de 350  $\gamma$  a um metro de distância, desaparecendo sua influência a cerca de 35 metros; um leito de ferrovia pode ocasionar efeito de 400  $\gamma$  a 5 metros, desaparecendo o efeito a 115 metros; o estojo do magnetômetro, contendo bússola, ímãs padrão, etc, pode ocasionar efeito de 125  $\gamma$  a um metro, desaparecendo o efeito a 5 metros.

## 2.7.2 - Correções feitas nos levantamentos magnéticos

### a) Correção de latitude e longitude

Faz-se essa correção com base em cartas publicadas ou em medidas dos valores absolutos do campo total, ou de suas componentes  $\vec{Z}$  e  $\vec{H}$ , efetuadas sistematicamente por serviços oficiais (no Brasil são feitas pelo Observatório Nacional).

Adota-se para correção, valores interpolados em relação aos valores medidos pelos serviços oficiais, em pontos próximos à área do levantamento.

Observe-se que, de modo geral, a correção de latitude e longitude são da ordem de grandeza de  $\pm 5$  gamas por quilômetro, na direção do meridiano, podendo ser ainda menores. Nessas condições, quando se trata de uma anomalia local, desconsidera-se essa correção, sem

erro sensível. A mesma torna-se importante nos levantamentos de âmbito regional, e sua correção terá mais ou menos creditabilidade, dependendo da densidade dos pontos de controle disponíveis.

b) Correção de variação diurna

Durante o levantamento magnetométrico, são feitas medidas com um magnetômetro fixo, simultaneamente com as medidas do aparelho que se move na área do levantamento. Para cada medida do aparelho móvel (dito de campo), é subtraído o valor medido simultaneamente no magnetômetro fixo, eliminando-se dessa forma variações num único ponto ao longo do tempo, isto é, a variação diurna.

Além dessas, existem correções instrumentais, diferentes conforme o equipamento utilizado, citando-se:

- Correção de ímã auxiliar - Efeito de um ímã auxiliar, utilizado eventualmente para compensar uma forte variação cujo valor seja maior do que a faixa de possível medida com o aparelho utilizado. Introduce-se o efeito do ímã, executa-se a medida e, mediante cálculo, elimina-se o efeito.

- Correção de temperatura - É possível que variações da temperatura ambiente ocasionem modificações mecânicas no magnetômetro e, como consequência, variação na medida. Observando-se a variação devida ao efeito de temperatura ambiente, a mesma deve ser corrigida mediante curva de correção do aparelho, determinada em laboratório. Entretanto, os aparelhos modernos, por construção, são insensíveis a essas variações, motivo pelo qual essa correção não é feita na prática.

- Deriva ou - Correção do deslocamento de base - Repetindo-se medidas num mesmo ponto (denominado base), após intervalos de tempo, e corrigindo-as da variação diurna, observa-se ainda pequenas diferenças devidas a causas diversas aleatórias, presumivelmente a alterações do magnetômetro.

Conforme a precisão do aparelho utilizado, adota-se tolerâncias admissíveis, além da qual, as medidas efetuadas em outros pontos no intervalo entre as repetições, devem ser desprezadas.

As discrepâncias toleráveis de deslocamento de base, são consideradas erros acidentais, os quais são distribuídos de forma mais ou menos arbitrária.

A importância de se repetir base, verificando-se os erros dessa natureza, reside principalmente em estabelecer os valores de creditabilidade de levantamento.

Para levantamentos de alta precisão, deve-se repetir base com intervalos de cerca de uma hora. Os deslocamentos de base são também denominados "drift" ou deriva na base.

Nos levantamentos com métodos gravimétricos (em gravimetria), deslocamentos dessa natureza ("drifts"), são atribuídos a fadigas mecânicas do aparelho (gravímetro), portanto, razoavelmente considerados proporcionais ao tempo, e assim distribuídos os erros.

Nos levantamentos magnetométricos, são devidos à causas aleatórias, não havendo um critério racional praticável de distribuição desse erro. Neste último caso, a preocupação principal é verificar que o mesmo é suficientemente pequeno, constituindo-se, desse modo, limites de creditabilidade de resultados, os quais devem ser compatíveis com o problema estudado.

## 2.8 - Critérios de interpretação das anomalias geomagnéticas

Determinada a anomalia (curva, função do parâmetro medido em relação à distância num perfil, ou a configuração representativa a partir de curvas de contorno em planta), o passo seguinte é interpretá-la.

Procura-se prever a natureza, forma, posição espacial e profundidade de corpos geológicos ou estruturas geológicas capazes de ocasionarem a anomalia.

De tal modo, pode-se dizer que os métodos magnéticos operam com fenômenos muito complexos, de difícil interpretação, de modo que as conclusões são, na maioria, indicações pouco precisas. De outro lado, sendo o método magnético baseado na medição de um campo de força natural (o campo magnético terrestre), cujas causas geológicas de per-

turbação estendem-se a grandes profundidades (praticamente toda a espessura da crosta terrestre), diz-se:

- O método magnético é um método de força natural, e seu alcance em profundidade, para efeitos práticos em geologia, é ilimitado.
- Os critérios de interpretação e tipos de raciocínios utilizados são, de um lado, empíricos, e, de outro lado, racionais, utilizando-se conjuntamente dedução e indução, procurando-se chegar a um modelo geológico verossímil e coerente com os conhecimentos disponíveis da geologia da área.

### 2.8.1 - Métodos de interpretação puramente empíricos

Procedimento puramente empírico, eventualmente utilizado no campo, é fazer-se um perfil numa área onde a geologia está exposta (portanto conhecida) e comparar-se com resultados de outro perfil executado sobre outra área de geologia supostamente semelhante (ainda que encoberta).

Outro recurso empírico, consiste em construir modelos físicos em laboratório, simulando certos tipos de estrutura. São obtidas curvas desses modelos simulados, para compará-los com curvas experimentais no terreno. São construídos modelos simulando formações tabulares, mediante placas metálicas; estruturas podem ser modeladas em argila ou areia misturadas com magnetita.

Estas <sup>últimas</sup> são técnicas praticadas somente em laboratórios especializados.

### 2.8.2 - Métodos de interpretação racionais

São métodos baseados na chamada "teoria da indução".

Mediante raciocínio físico-matemático, são deduzidas curvas devidas ao efeito de um bipolo magnético e de um monopolo magnético.

Raciocina-se como se os corpos geológicos ou estruturas geológicas tivessem formas geométricas simples. Admite-se que a indução magnética neles provocada pelo campo magnético terrestre, resulte em arranjos de polos e bipolos induzidos. Dessa forma, por análise matemá-

tica, pode-se deduzir curvas anômalas devido ao magnetismo induzido nas estruturas e corpos geológicos.

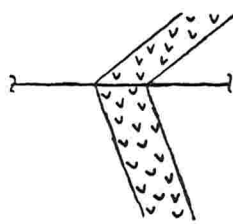
Comparando-se curvas experimentais, obtidas em campo, com curvas teóricas obtidas mediante análises matemáticas, procura-se idealizar o ajuste dos modelos às condições reais.

O ajuste dos modelos matemáticos às curvas experimentais é feito, principalmente quanto à forma, de maneira qualitativa, levando-se em consideração as posições relativas dos corpos geológicos e do vetor campo terrestre (indutor), e a posição do perfil.

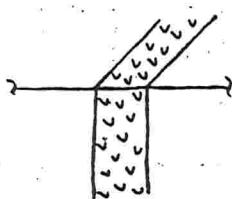
O ajuste das condições ideais com as condições reais, poderá ainda ser avaliado quantitativamente, por tentativas, atribuindo-se valores aos parâmetros determinantes presumidos, como a profundidade do corpo, susceptibilidade magnética da substância com que o mesmo é constituído, etc.

Com o desenvolvimento das técnicas de interpretação, há tendência no sentido de torná-las mais quantitativas, utilizando-se modelos matemáticos diversificados e sofisticados. Modernamente está sendo utilizado computador.

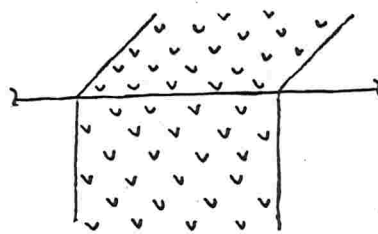
Exemplos de formas simplificadas, as quais podem ser assimiladas às estruturas geológicas para efeito de interpretação:



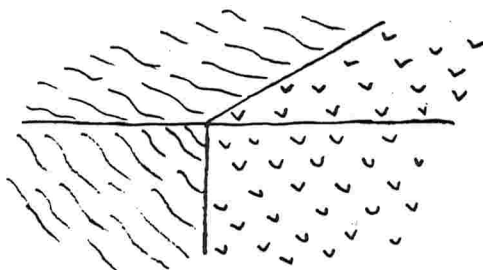
dique  
mergulhando



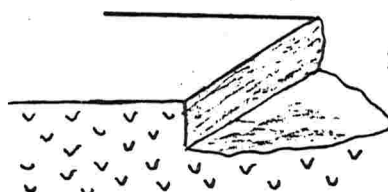
dique  
vertical



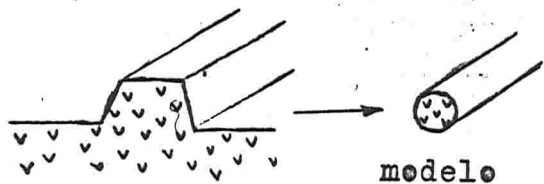
dique espesso e  
de pequena pro-  
fundidade



falha



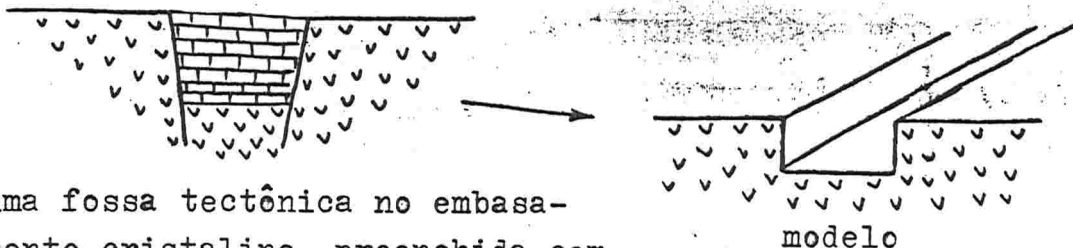
ressalto no emba-  
samento crista-  
lino devido a  
uma falha



anticlinal com núcleo de alta susceptibilidade magnética

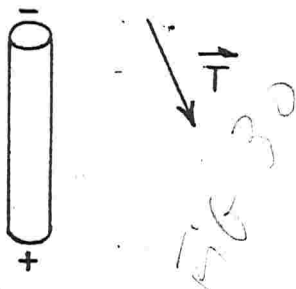


um corpo equidimensional de minério de alta susceptibilidade magnética, ou uma paleo-colina de embasamento cristalino coberta por sedimentos de baixa susceptibilidade magnética.



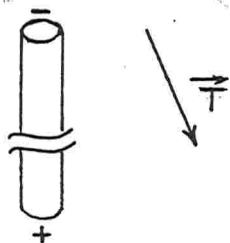
uma fossa tectônica no embasamento cristalino, preenchida com sedimentos de baixa susceptibilidade magnética.

Exemplos de arranjos de monopolos e bipolos equivalentes ao magnetismo induzido, em formas simples, assimiladas a corpos geológicos:



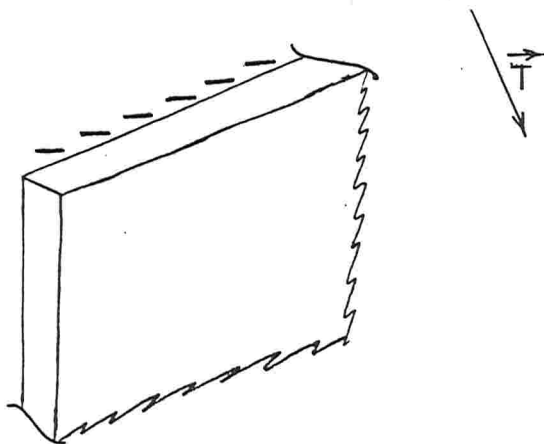
Modelo de um pipe de pequeno comprimento e diâmetro.

- Efeito de um bipolo magnético  
 $\vec{T}$  : c.m.t. externo indutor



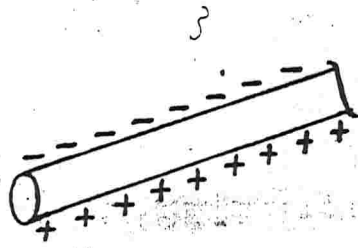
Pipe semelhante ao anterior, porém de grande comprimento.

- Assimilado ao efeito de um monopolo magnético



Dique de pequena espessura, com atitude subvertical, de grande comprimento e persistência em profundidade.

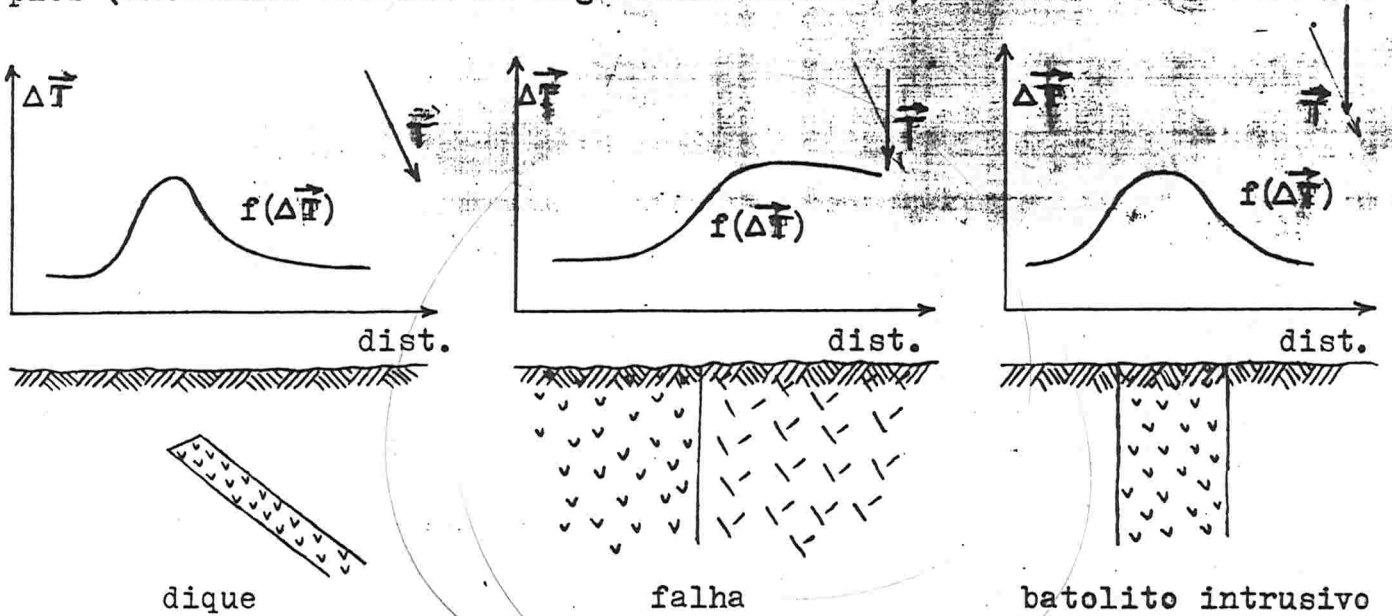
- Assimilado a uma linha de monopolos magnéticos.



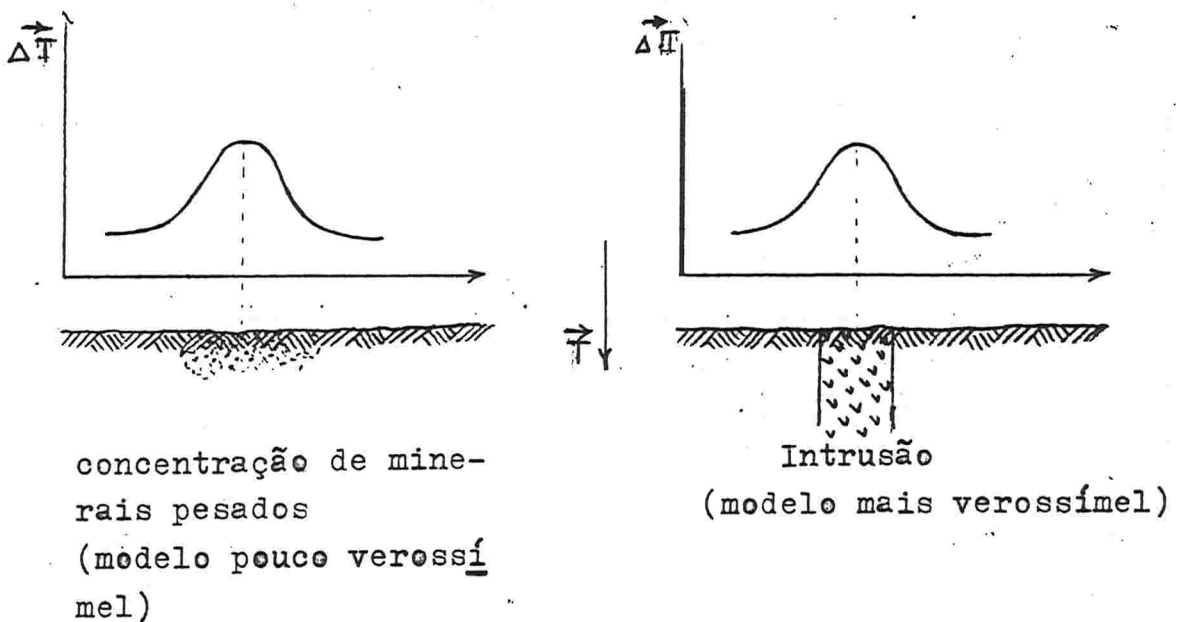
Anticlinal de eixo horizontal, com o núcleo de alta susceptibilidade magnética.  
 - Assimilado à forma de um cilindro horizontal magnetizado, de pequeno diâmetro.

- Assimilado a uma linha de bipoles.

Típicas formas de anomalias sobre modelos geológicos simples (anomalias devidas ao magnetismo induzido):



Duas possíveis estruturas geológicas produzindo uma mesma forma anômala:



concentração de minerais pesados  
 (modelo pouco verossímil)

Intrusão  
 (modelo mais verossímil)

2.8.3 - Principais limitações dos critérios racionais de interpretação baseadas na teoria da indução

A primeira restrição consiste no fato de que as rochas possuem, além do magnetismo induzido (em relação ao atual campo terrestre), o magnetismo remanescente ou residual.

Chamando-se  $\mathcal{T}_T$  o efeito total anômalo sobre o campo magnético terrestre, ele é constituído de duas parcelas, as quais chamaremos  $\mathcal{T}_i$  e  $\mathcal{T}_r$ , ou sejam, o magnetismo induzido e o magnetismo remanescente. Assim:

$$\mathcal{T}_T = \mathcal{T}_i + \mathcal{T}_r$$

Considerando-se somente os efeitos de  $\mathcal{T}_i$  (desconsiderando-se  $\mathcal{T}_r$ ), muitas vezes chega-se a valores muito discrepantes com a realidade, pois muitas vezes  $\mathcal{T}_r$  é maior e mesmo pode ter diferentes direções e sentidos de  $\mathcal{T}_i$ .

As teorias de interpretação são baseadas somente no magnetismo induzido, o qual pode ser previsto. O magnetismo remanescente não pode ser previsto, e na maioria dos casos é desconhecido, sendo, por isso, impossível de interpretar racionalmente seus efeitos.

Em geral, admite-se que as grandes discrepâncias verificadas entre o previsto nas interpretações e a realidade, são devidas ao magnetismo remanescente.

A segunda limitação consiste no fato de que as estruturas geológicas são muito complexas, sendo impossível analisar perfeitamente os efeitos do magnetismo induzido nelas. Por esse motivo adota-se simplificações, assimilando-as a forma muito simplificadas.

A terceira limitação reside no fato de que as estruturas geológicas e seus respectivos efeitos magnéticos não ocorrem isoladamente. Mediante artifícios, em grande parte empíricos, procura-se analisar o efeito magnético global, separando suas partes componentes.

Assim, efeitos de estruturas coexistentes em diferentes profundidades, têm que ser interpretadas e isoladas, tornando o problema muito complexo, e até de resolução impossível em muitos casos.

Por todos esses motivos, os métodos magnéticos dão informações de grande importância, porém constituem aproximações da



realidade, e assim devem ser consideradas.

A utilidade dos levantamentos magnéticos é compatível com a fase de reconhecimento da prospecção, sendo essencialmente um método de reconhecimento.

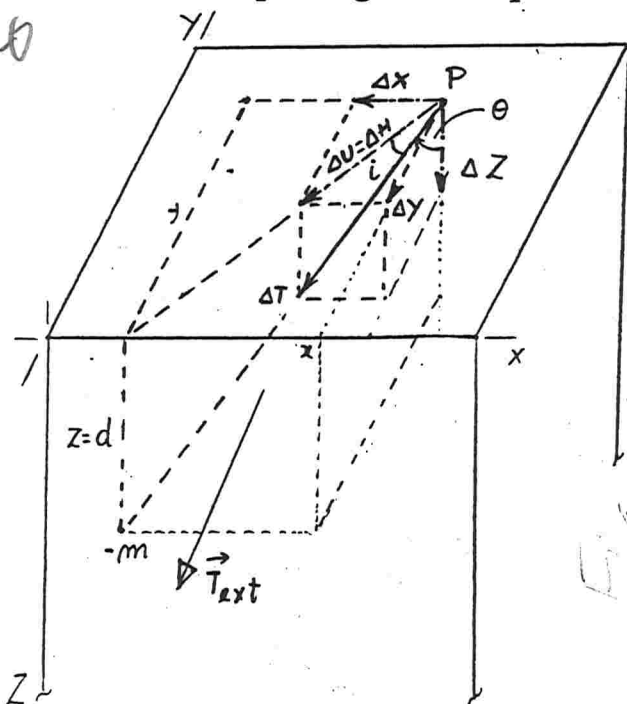
Devido aos baixos custos, rapidez de operação e às informações possíveis de serem obtidas, é o método preferencial de reconhecimento para as primeiras fases de prospecção de minérios metálicos e também petróleo, ainda que seu poder de resolução seja pequeno.

Sua utilização conjunta com outros métodos geofísicos para identificar depósitos metálicos é prática, quase universal.

Como os outros métodos ~~métodos~~ geofísicos, sua eficiência e creditabilidade de resultados depende dos conhecimentos acumulados de geologia quando da sua aplicação.

## 2.9 - Teoria da indução e noções de interpretação

### 2.9.1 - Campo magnético produzido por um monopolo induzido.



$\vec{T}_{ext}$ : Campo externo indutor = c.m.t. no hemisfério norte (no hemisfério sul o vetor  $T$  seria voltado para cima).

$-m$ : massa magnética pontual induzida, por ação do campo  $T$ . (no hemisfério sul, a massa seria positiva).

Abstraindo-se a massa  $+m$  induzida do bipolo (por hipótese), à grande profundidade, estudaremos a ação isolada da massa  $-m$ , isto é, a massa de um monopolo.

Observe-se que o monopolo não tem existência física real, sendo uma concepção resultante da abstração do outro polo. Em magnetismo não existe um polo isoladamente, mas sempre dois polos de sinais contrários.

Por definição física:

Potencial magnético absoluto num ponto P no espaço, devi

do a ação da massa  $-m$ , é a quantidade de trabalho que seria feito para trazer, deslocando na direção de  $\Delta T$ , do infinito até o ponto P, a unidade de massa magnética positiva (de sinal contrário à  $-m$ ).

Também pode ser definido como o trabalho que seria necessário para deslocar, na direção de  $\Delta T$ , do ponto P até o infinito (onde o potencial de campo seria zero), a unidade de massa magnética positiva.

De acordo com a lei de Coulomb, a força que seria necessária para deslocar, na direção de  $\Delta T$ , trazendo para o ponto P a unidade de massa magnética positiva, no ar, seria:

$$f = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{+1 \cdot -m}{r^2} ; \text{ no ar, } \mu = 1 : f = -\frac{m}{r^2}, \text{ isto é,}$$

uma força atrativa, a qual é exercida na massa unitária, pela ação do campo, devido à massa  $-m$  do monopolo.

Assim, o trabalho elementar para trazer a unidade de massa magnética do infinito até o ponto P (quando o deslocamento for  $dr$ ), será:

$$-\frac{m}{r^2} dr$$

O trabalho que seria necessário para trazer do infinito até o ponto P, será então:

$$-\int_{\infty}^r \frac{m}{r^2} dr$$

O potencial do campo devido à massa magnética  $-m$ , no ponto P, será esse trabalho, ou seja:

$$V = -\int_{\infty}^r \frac{m}{r^2} dr$$

$$\text{ou } V = \frac{m}{r}$$

ou ainda

$$V = \frac{m}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \quad (1)$$

As componentes da força  $\Delta F$  exercida sobre a unidade de massa magnética colocada no ponto P, segundo as direções de  $x, y, z, u$ , serão:

$$\Delta \vec{X} = \frac{\partial V}{\partial x} \quad (2) \quad (\text{Componente na direção de } x)$$

$$\Delta \vec{Y} = \frac{\partial V}{\partial y} \quad (\text{Componente na direção de } y)$$

$$\Delta \vec{Z} = \frac{\delta V}{\delta z} \quad (\text{Componente na direção de } z)$$

$$\Delta \vec{U} = \frac{\delta V}{\delta u} \quad (\text{ " " " " } u)$$

A derivada parcial em relação a  $x$ , de (1):

$$\frac{\delta}{\delta x} V = \frac{\delta}{\delta x} \cdot \frac{m}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}$$

Derivando e efetuando simplificações: (ver dedução em

nota, no fim)

$$\frac{\delta V}{\delta x} = \frac{-m \cdot x}{r^3} \quad \text{Substituindo em (2)}$$

Chega-se finalmente a:

$$\Delta \vec{X} = \frac{m \cdot x}{r^3} \quad (\text{Componente da intensidade magnética do campo}$$

induzido na direção de  $x$ ); por convenção, considerada positiva, por ter o mesmo sentido que a componente de  $\vec{H}$  na direção  $x$ .  
De forma semelhante, seriam deduzidas:

$$\Delta \vec{Y} = \frac{m \cdot y}{r^3}$$

$$\Delta \vec{Z} = \frac{m \cdot z}{r^3}$$

$$\Delta \vec{U} = \Delta H = \frac{m \cdot u}{r^3}$$

(4)

(Componentes da intensidade magnética do campo induzido, nas direções  $y$ ,  $z$  e  $u$ )

Nota: Derivação e simplificação de:

$$\frac{\delta}{\delta x} V = \frac{\delta}{\delta x} \cdot \frac{m}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \quad ; \quad \frac{\delta V}{\delta x} = \frac{-m \frac{\delta}{\delta x} \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}{x^2 + y^2 + z^2} \quad (3);$$

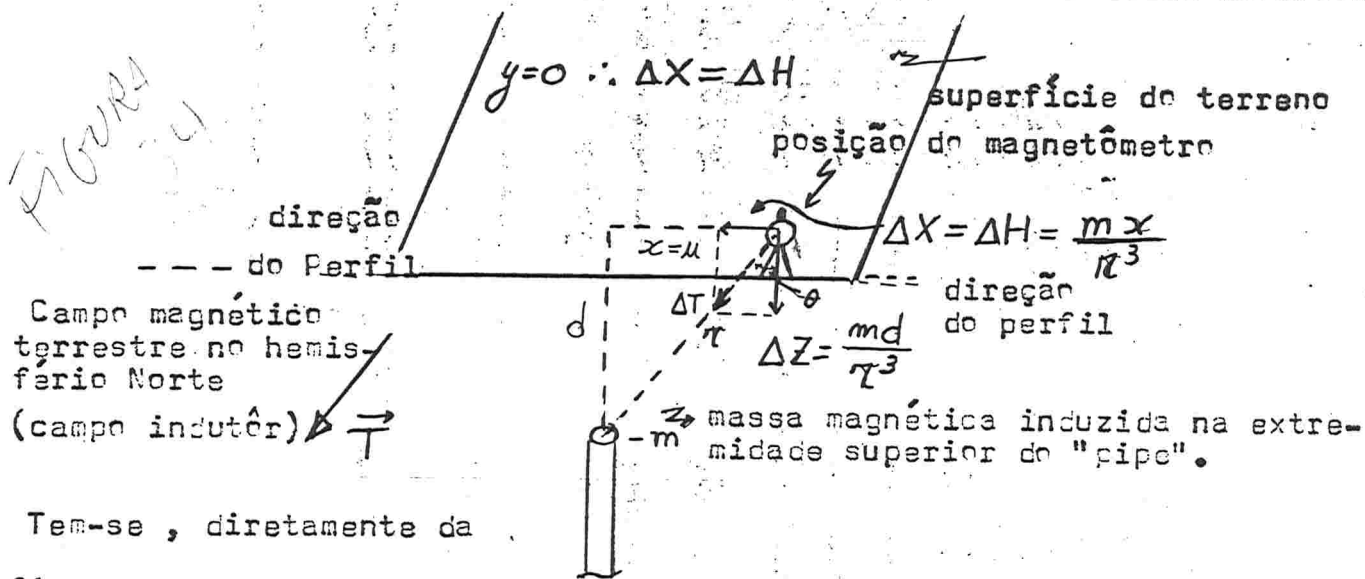
$$\frac{\delta}{\delta x} \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} = \frac{\delta}{\delta x} (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2} = \frac{1}{2} \cdot \frac{\delta}{\delta x} (x^2 + y^2 + z^2) \cdot (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2 - 1}$$

$$\frac{\delta}{\delta x} \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} = \frac{1}{2} \cdot 2x \cdot \frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} = \frac{x}{r}$$

$$\text{Substituindo em (3)} \quad \frac{\delta V}{\delta x} = \frac{-m \cdot x}{r \cdot r^2} = \frac{-m \cdot x}{r^3}$$

Consideremos agora o seguinte caso particular:

- Medindo  $\Delta Z$  e  $\Delta H$  ao longo de um perfil sobre um monopolo, colocado a uma profundidade  $d$ ;
- Medidas de  $\Delta H$  no plano do meridiano magnético, como são feitas essas medidas utilizando-se o magnetômetro tipo balança de Schmidt;
- Assimilando ao efeito do monopolo o efeito do magnetismo induzido na extremidade superior de um "pipe" (forma de tarugo). Admite-se que o comprimento do "pipe" seja muito grande, de forma a considerar-se insignificante o efeito do magnetismo induzido na extremidade inferior.



Tem-se, diretamente da

figura:  $\Delta T = \frac{-m}{r^2}$ ; ou  $\Delta T = \frac{m}{r^2}$ , por convenção (por ser  $\Delta T$  do mesmo sentido que o campo indutor  $\vec{T}$ );

$$\Delta Z = \frac{m}{r^2} \cos \theta = \frac{m}{r^2} \cdot \frac{d}{r} = \frac{m \cdot d}{r^3}; \quad \Delta H = \frac{m}{r^2} \sin \theta = \frac{m}{r^2} \cdot \frac{x}{r} = \frac{m \cdot x}{r^3}$$

O mesmo que foi deduzido em (4).

Tem-se ainda:  $r = \sqrt{x^2 + d^2} = (x^2 + d^2)^{1/2}$

Chega-se a:  $\Delta Z = \frac{m \cdot d}{(d^2 + x^2)^{3/2}}$  e  $\Delta H = \frac{m \cdot x}{(d^2 + x^2)^{3/2}}$  (5)

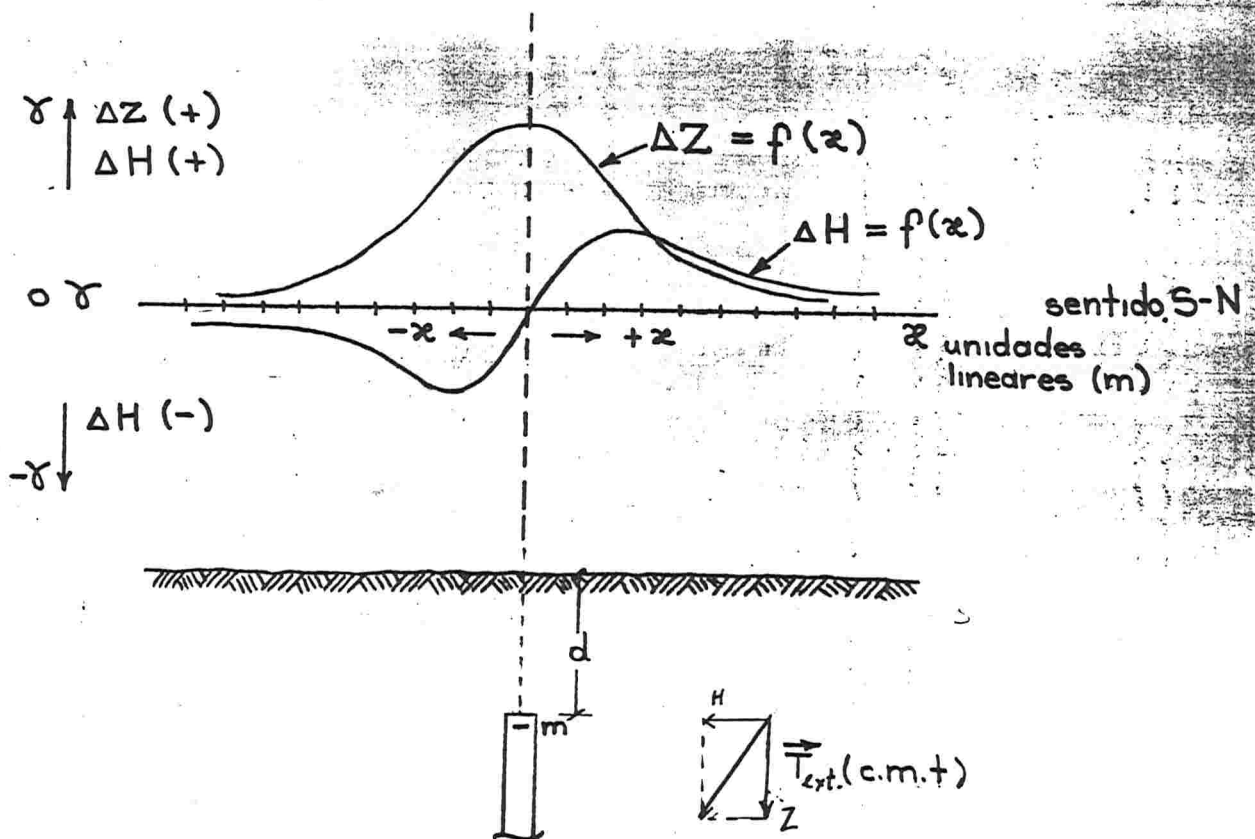
Sendo:

$m$ : massa magnética induzida (no monopolo);

$d$ : profundidade do monopolo;

$x$ : distância horizontal no perfil, medida entre o ponto diretamente sobre o monopolo (sua projeção vertical na superfície), e o ponto da medida (contada positivamente ou negativamente para um e outro lado do perfil. A direção do perfil é indiferente.

As anomalias ( $\Delta Z$  e  $\Delta H$ ), devidas ao monopolo, obtidas no perfil, serão:



$\Delta Z = \frac{m \cdot d}{(d^2 + x^2)^{3/2}}$  é sempre positiva no hemisfério norte (no hemisfério sul seria sempre negativa); é simétrica, aproximando-se assintoticamente de zero nos dois sentidos de perfil. Atinge o máximo quando  $x = 0$  (positivo no hemisfério norte, negativo no hemisfério sul):

$$x = 0 \Rightarrow \Delta Z_{\max} = \frac{m \cdot d}{(d^2)^{3/2}} = \frac{m \cdot d}{d^3} = \frac{m}{d^2}$$

$\Delta H = \frac{m \cdot x}{(d^2 + x^2)^{3/2}}$  passa pelo valor zero sobre o monopolo, atingindo valores mínimo negativo e máximo positivo nos dois lados do perfil, e aproximando-se assintoticamente do valor zero nas extremidades do perfil.

Observe-se que, no hemisfério sul, a massa  $m$  induzida seria positiva, e as curvas  $Z$  e  $H$  seriam o inverso do que foi figurado acima.

$\Delta Z$  será positiva sempre que seu sentido for o da componente  $Z$  do c.m.t., no hemisfério norte;  $\Delta Z$  será negativa no caso em que for de sentido oposto à componente  $Z$ , no hemisfério norte, ou de mesmo sentido que a componente,  $Z$  no hemisfério sul (ou seja, da compo-

nente  $-Z$ );

$\Delta H$  será positiva sempre que tenha o mesmo sentido da componente  $H$  do c.m.t., e negativa no caso contrário.

Para que a representação de anomalias de levantamentos no hemisfério sul possam ser comparadas com mais facilidade com as estudadas no hemisfério norte, costuma-se desenhar os perfis locando-se valores positivos (+) de  $\Delta Z$  (ou de  $\Delta H$  ou de  $\Delta T$ ) para baixo, e valores negativos (-) para cima.

2.9.1.1 - Regras para avaliar profundidades que podem ser aplicadas quando admite-se que a indução magnética seja assimilada ao efeito de um monopolo

- Admitindo-se que  $x = \frac{3}{4}d$ , tem-se:

$$\Delta Z = \frac{m \cdot d}{\left[d^2 + \left(\frac{3}{4}d\right)^2\right]^{3/2}} = \frac{m \cdot d}{\left(\frac{25}{16}\right) d^3} \approx \frac{m}{1,875 \cdot d^2} \approx \frac{1}{2} \Delta Z_{\max}$$

Assim, no perfil, quando  $\Delta Z = \frac{1}{2} \Delta Z_{\max}$ , o valor de  $d$  será  $\frac{4}{3}x$ .

- Admitindo-se que  $x = d$ , tem-se:

$$\Delta Z = \frac{m \cdot d}{(d^2 + x^2)^{3/2}} = \frac{m \cdot d}{2^{3/2} d^3} = \frac{m}{2^{3/2} \cdot d^2} \approx \frac{1}{3} \cdot \frac{m}{d^2} = \frac{1}{3} \Delta Z_{\max}$$

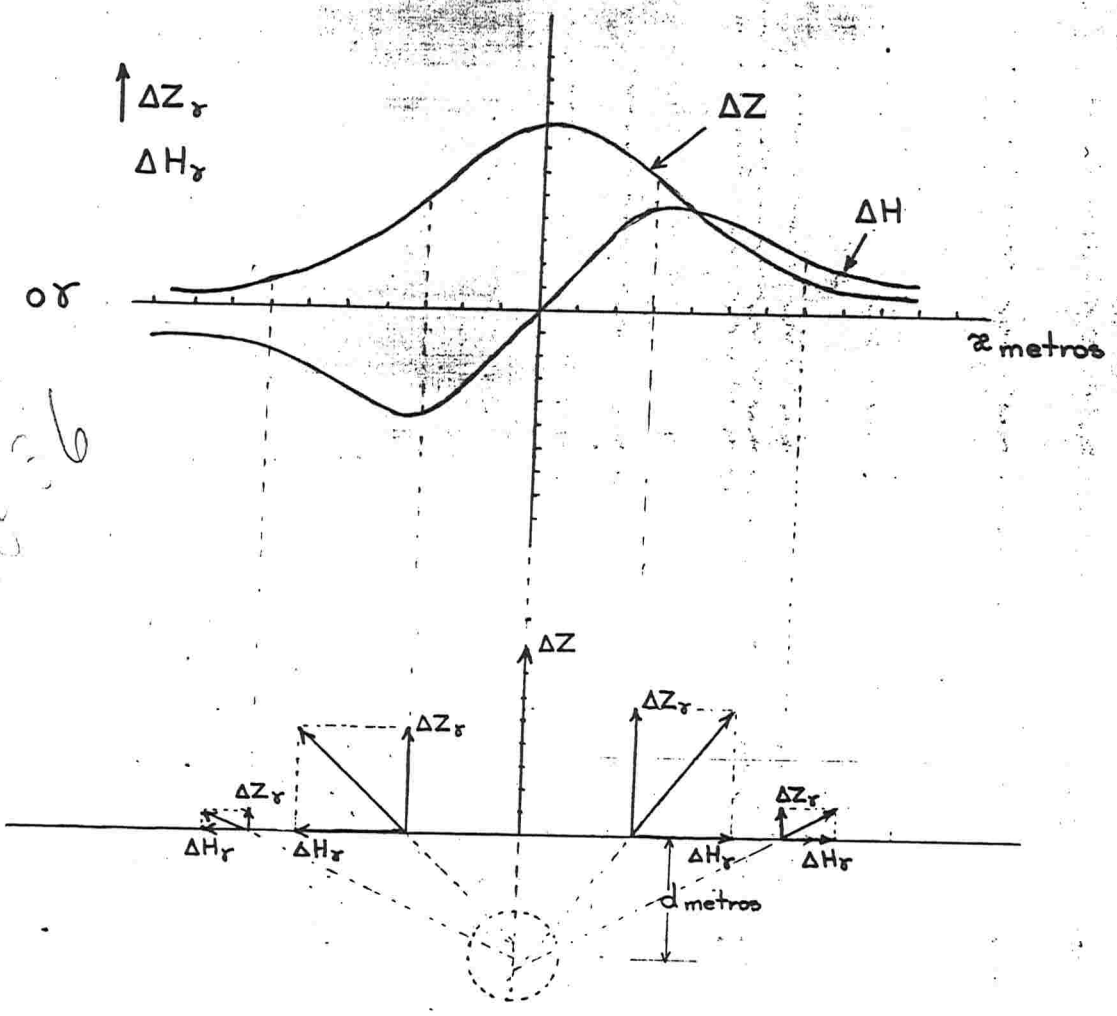
Assim, no perfil, quando  $\Delta Z = \frac{1}{3} \Delta Z_{\max}$ ,  $x = d$

- Regra dos vetores, quando se dispõe das medidas de  $\Delta Z$  e  $\Delta H$  num perfil

Desenhando-se em escala adequada os vetores  $\Delta Z$  e  $\Delta H$ , em vários pontos do perfil (ver desenho pag. seguinte), compõe-se as resultantes; as mesmas devem convergir (na escala adotada) para a posição do polo. Os valores de  $\Delta Z$  e  $\Delta H$  anômalos num perfil, são obtidos subtraindo-se em cada ponto os valores normais de  $\Delta Z$  e  $\Delta H$  do valor anômalo medido.

Observe-se que no caso de aplicação de qualquer uma dessas regras de profundidade, a avaliação da profundidade da extremidade superior do corpo causador da anomalia, tenderá a ser exagerada.

A razão disso é que o polo magnético não se localiza na superfície (na extremidade) do corpo, mas sim à cerca de 50 metros ou mais, para o interior do mesmo.



2.9.2 - Campo magnético produzido por um bipolo

- Caso de um bipolo: Um bipolo magnético é uma abstração, significando dois polos magnéticos pontuais, de sinais contrários, nas extremidades de um segmento de reta. Esse modelo pode representar o efeito do magnetismo induzido num "pipe" (forma de tarugo) de pequeno diâmetro, e com comprimento relativamente pequeno, de modo que o efeito dos dois polos sejam apreciáveis e atuem simultaneamente.

- Caso particular de um bipolo vertical: Nesse caso, o efeito do bipolo pode ser concebido como a soma dos efeitos de dois monopolos (desenho pag. seguinte):

$$\Delta Z = \frac{m \cdot d_1}{(d_1^2 + x^2)^{3/2}} + \left[ \frac{-m \cdot d_2}{(d_2^2 + x^2)^{3/2}} \right]$$

$$\Delta Z = m \left[ \frac{d_1}{(d_1^2 + x^2)^{3/2}} - \frac{d_2}{(d_2^2 + x^2)^{3/2}} \right]$$

NIC DIGIT

$$\Delta H = m \cdot \alpha \left[ \frac{1}{(d_1^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{1}{(d_2^2 + z^2)^{3/2}} \right]$$

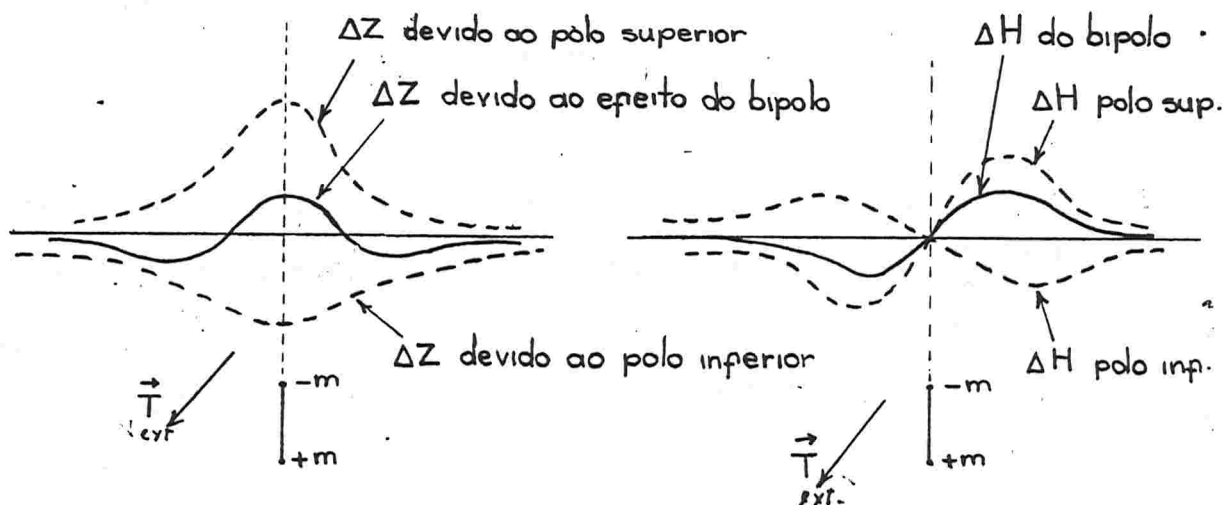
NÃO DIGITE!

A grandeza da massa magnética induzida "m" nas extremidades do "pipe" será  $m = K \cdot Z$ , sendo:

K = susceptibilidade magnética da substância constituinte do "pipe";  
Z = componente do c.m.t. normal à superfície no qual foi induzido o magnetismo (componente na direção do bipolo). No caso, o pipe é vertical, e a superfície considerada praticamente puntual.

Observe-se que a componente H também deveria induzir magnetismo, transversalmente ao "pipe", porém este último foi desconsiderado porque admitiu-se que o "pipe" tivesse diâmetro muito pequeno (sua forma foi assimilada à de um segmento de reta).

As formas das curvas  $\Delta Z$  e  $\Delta H$  podem ser visualizadas, compondo-se graficamente as curvas correspondentes aos dois polos (considerados como monopolos) superior e inferior.



A curva  $\Delta Z$  devida a um bipolo é simétrica, com um máximo para  $x = 0$ , igual a  $m \left( \frac{1}{d_1^2} - \frac{1}{d_2^2} \right)$ ; apresenta dois mínimos negativos, aproximando-se assintoticamente de zero nas extremidades do perfil.

Nota: Demonstração analítica da existência de mínimos negativos na curva  $\Delta Z$  devido a um bipolo.



$$\Delta Z = f(x) = m \left[ \frac{d_1}{(d_1^2 + x^2)^{3/2}} - \frac{d_2}{(d_2^2 + x^2)^{3/2}} \right]$$

$$\Delta Z = m d_1 (d_1^2 + x^2)^{-3/2} - m d_2 (d_2^2 + x^2)^{-3/2}$$

$$\frac{d}{dx} \Delta Z = m d_1 \left(-\frac{3}{2}\right) (d_1^2 + x^2)^{-5/2} \cdot 2x - m d_2 \left(-\frac{3}{2}\right) (d_2^2 + x^2)^{-5/2} \cdot 2x$$

$$\frac{d}{dx} \Delta Z = m \left[ \frac{3 d_2 x}{(d_2^2 + x^2)^{5/2}} - \frac{3 d_1 x}{(d_1^2 + x^2)^{5/2}} \right]$$

$$0 = 3 \cdot m \cdot x \left[ \frac{d_2}{(d_2^2 + x^2)^{5/2}} - \frac{d_1}{(d_1^2 + x^2)^{5/2}} \right]$$

$x_1 = 0 \rightarrow 1^a$  raiz, máximo da curva.

$$0 = \frac{d_2}{(d_2^2 + x^2)^{5/2}} - \frac{d_1}{(d_1^2 + x^2)^{5/2}}, \text{ ou:}$$

$$d_1 (d_2^2 + x^2)^{5/2} = d_2 (d_1^2 + x^2)^{5/2}$$

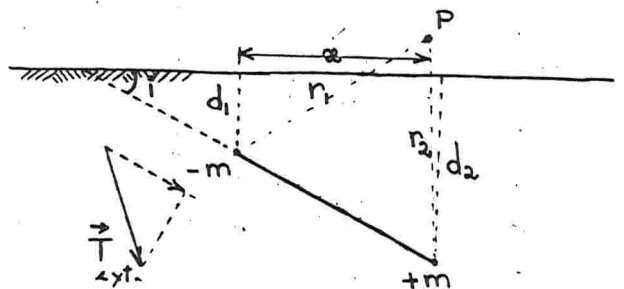
$$d_1^{2/5} (d_2^2 + x^2) = d_2^{2/5} (d_1^2 + x^2) \therefore x = \pm \sqrt{\frac{d_1^2 d_2^{2/5} - d_1^{2/5} d_2^2}{d_1^{2/5} - d_2^{2/5}}}$$

$x_2$  e  $x_3$  duas raízes iguais e de sinais contrários, correspondentes aos dois mínimos negativos.

Anomalias de  $\Delta Z$  e  $\Delta H$  devidas a bipolos inclinados (perfil na direção da projeção horizontal do bipolo), seria fácil deduzir:

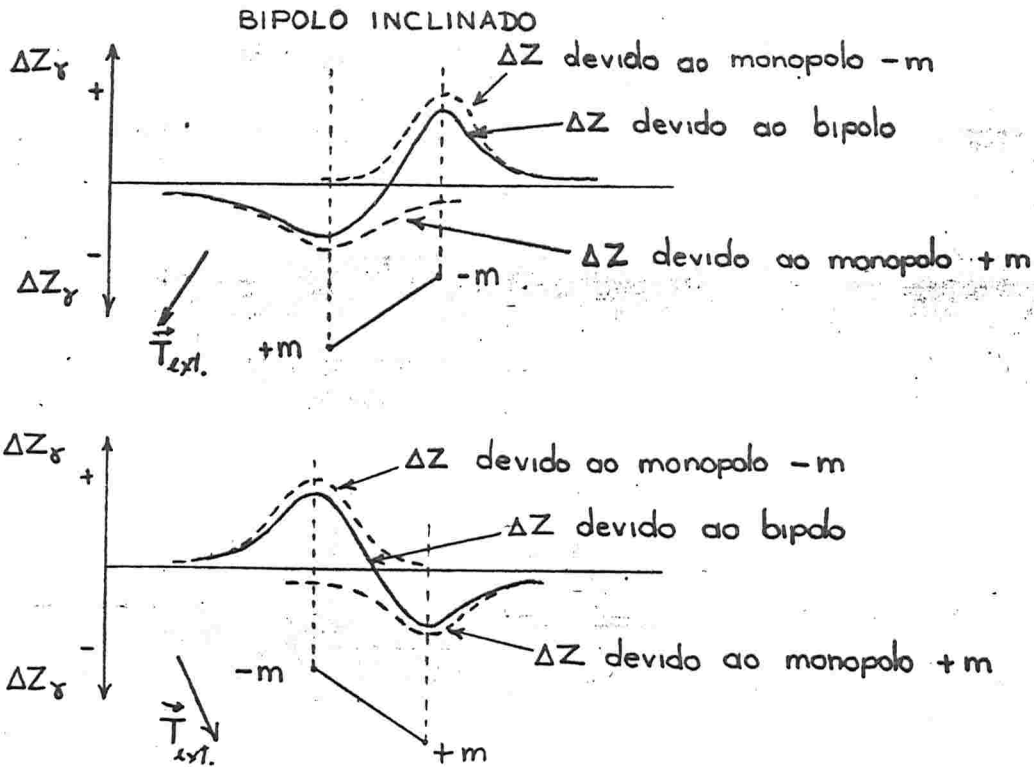
$$\Delta Z = -m \left[ \frac{d_1}{r_1^3} - \frac{d_1 + l \cdot \text{sen } i}{r_2^3} \right]$$

$$\Delta H = -m \left[ \frac{x}{r_1^2} - \frac{x - l \cdot \text{cos } i}{r_2^2} \right]$$

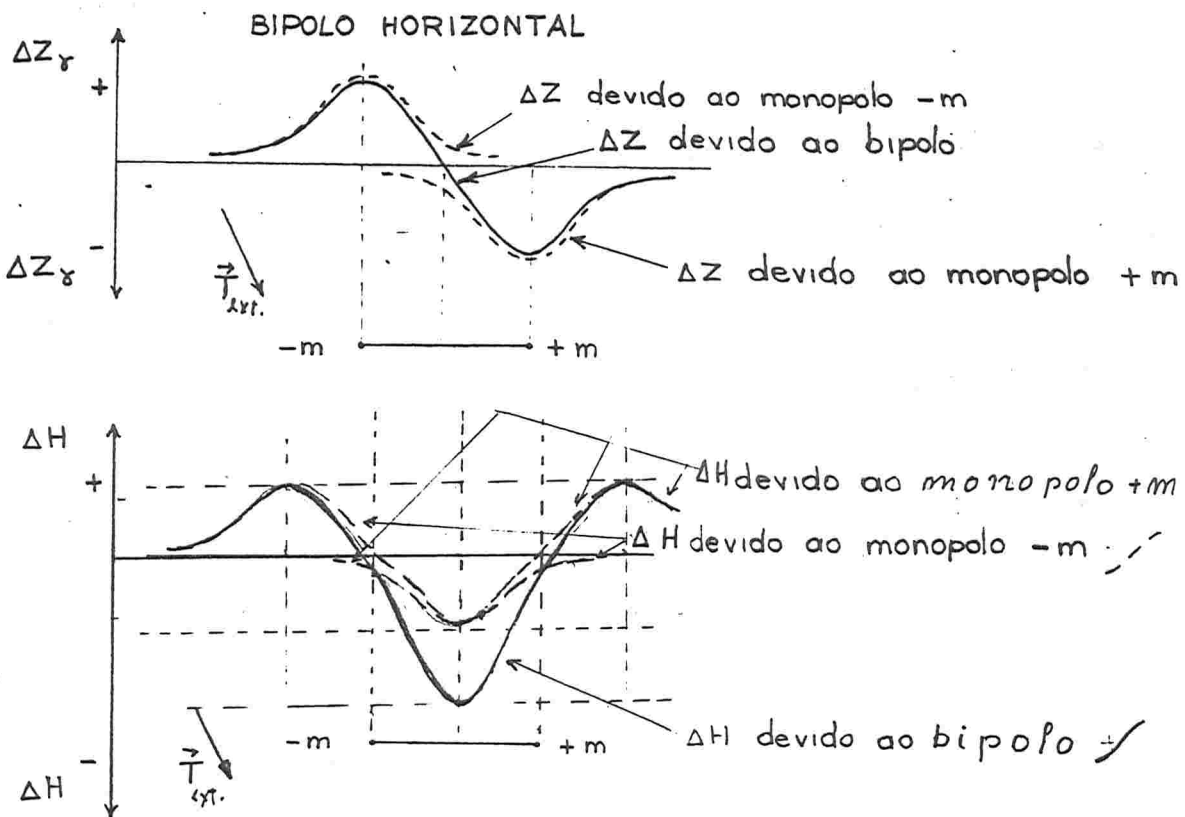


Pode-se visualizar as formas das curvas  $\Delta Z$  e  $\Delta H$ , compondo-se graficamente os efeitos dos monopolos das extremidades do bipolo, de modo semelhante como foi visto para o caso de bipolo vertical.

(Desenhos pag. seguinte)

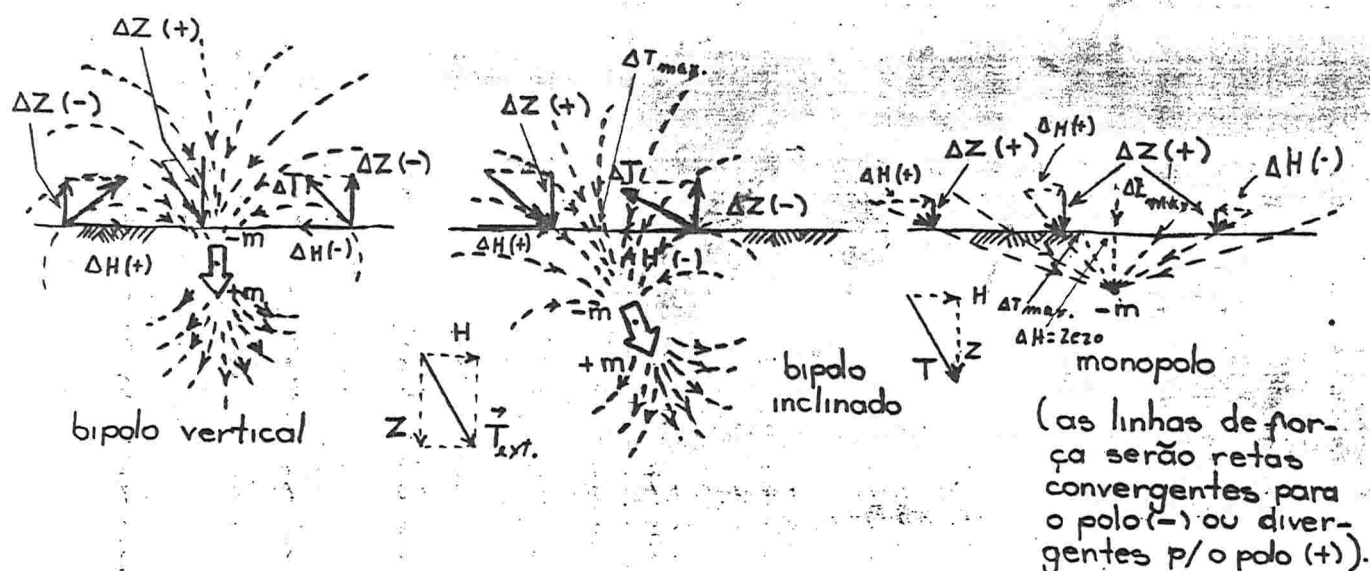


Observar que a curva  $\Delta Z$  devida a um bipolo, torna-se as simétrica, baixando para o lado da inclinação do bipolo (no hemisfério Norte).



Observar a semelhança da curva  $\Delta Z$  para um bipolo horizontal com a curva  $\Delta H$  para um bipolo vertical, e vice versa; a semelhança da curva  $\Delta Z$  para um bipolo vertical com a curva  $\Delta H$  para um bipolo horizontal.

- Efeito de um bipolo e de um monopolo concebido a partir da distribuição das linhas de força dos campos induzidos



T: c.m. terrestre

Z: componente vertical do c.m.t. (no hemisfério norte)

Conforme se observa nas figuras acima, o sentido das intensidades do campo magnético induzido, representadas pelas linhas de força, variam nos diversos pontos da superfície do terreno, em relação à posição do bipolo ou do monopolo.

Em alguns pontos as componentes  $\Delta Z$  do campo induzido são do mesmo sentido que a componente Z do c.m.t. (exterior), sendo portanto positivas.

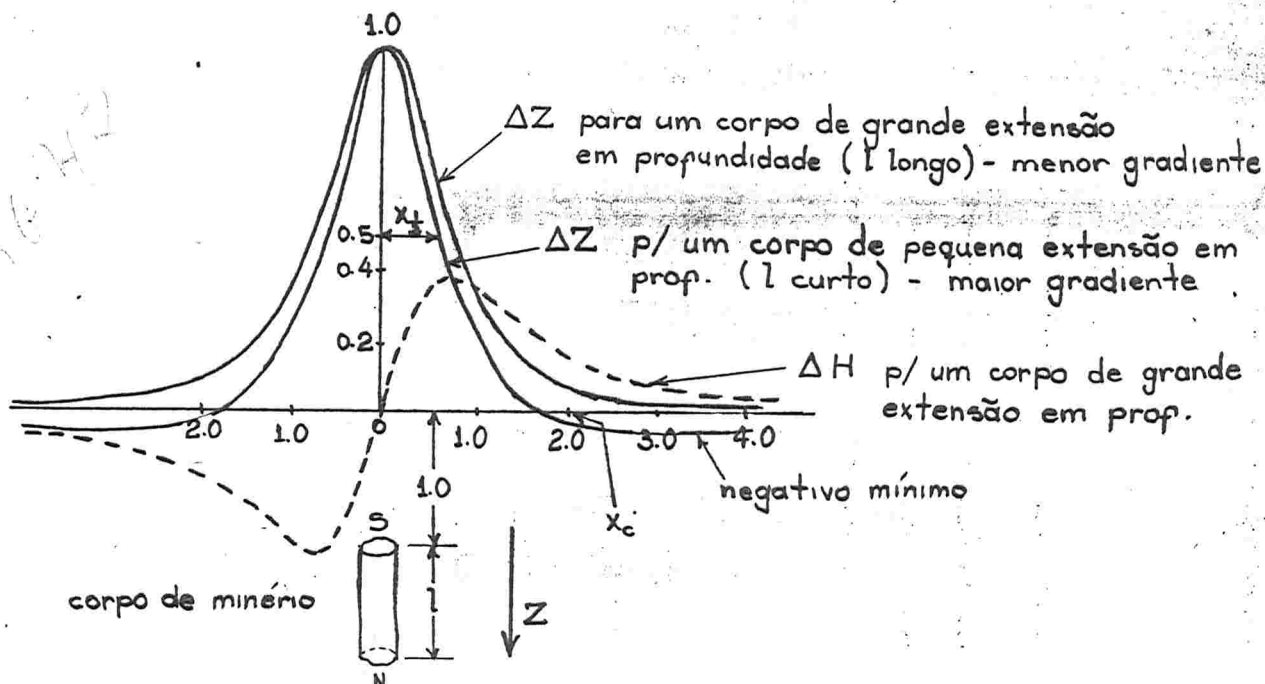
Em outros pontos, as componentes  $\Delta Z$  opõem-se à Z, isto é, têm sentido contrário, sendo, portanto, negativos.

Em pontos determinados, quando  $\Delta T$  do campo induzido é horizontal, sua componente  $\Delta Z$  é nula.

Pode-se, da mesma maneira, conceber as variações de  $\Delta H$  ao longo de um perfil no terreno.

- Regras de Parasnis (1966) com respeito à anomalia devida a um bipolo ou a um monopolo:

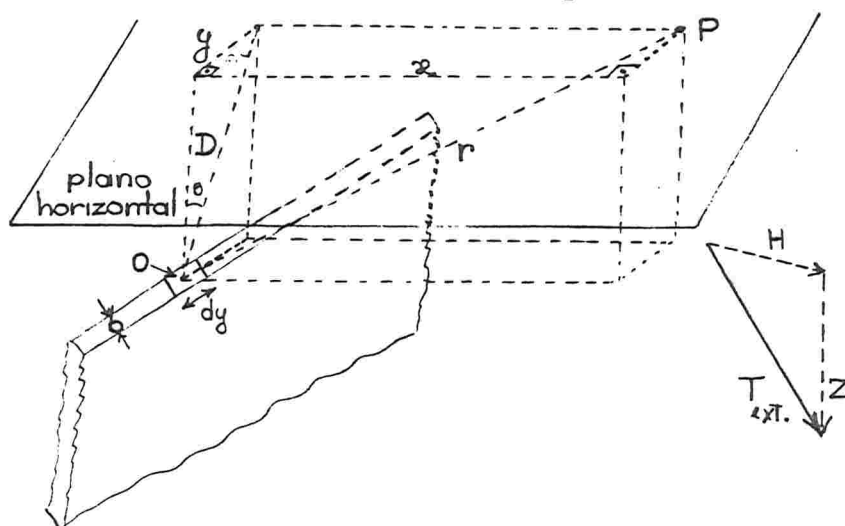
Resumindo as conclusões anteriores com respeito ao bipolo, Parasnis apresenta a figura e regras seguintes:



Não são considerados os efeitos da magnetização na direção transversal ao corpo, nem efeitos devidos ao magnetismo remanescente.

- Gradiente da curva  $\Delta Z$  decresce quando  $l$  aumenta, e vice versa;
- Mínimo negativo decresce em valor absoluto quando  $l$  aumenta;
- Quando o corpo é inclinado, a curva  $\Delta Z$  torna-se assimétrica, aumentando em valor absoluto o mínimo negativo, para o lado do mergulho; para o lado oposto ao mergulho, eleva-se a curva, desaparecendo os valores negativos.

### 2.9.3 - Anomalia $\Delta Z$ devida a corpos tabulares de pequena espessura



-  $b$  constante e considerado muito pequeno, de modo a poder-se desconsiderar efeitos transversais do magnetismo;

- Corpo tabular, assimilado, por exemplo, a um dique em posição vertical, e com o seu comprimento segundo a direção e extensão em profundidade, praticamente  $=\infty$ ;

- O perfil magnetométrico é perpendicular à direção do dique.

Nesse caso, por efeito da componente  $Z$  do c.m. terrestre, serão induzidos monopolos de massa  $m$  (negativa no hemisfério norte e positiva no hemisfério sul) na face superior do dique.

São desconsiderados os monopolos induzidos na face inferior porque admite-se que estejam à distância praticamente infinita.

Assim, a componente  $\Delta Z$ , num ponto  $P$  situado na superfície do terreno, sobre o perfil, devido à massa  $m$  (-) induzida no ponto  $O$ , será:

$$\Delta Z = \frac{m \cdot D}{r^3} \quad (\text{conforme deduzido em (4), de 2.9.1})$$

Considerando-se as massas induzidas no elemento  $dy$  de comprimento do dique, ter-se-ia:

$$d\Delta Z_p = \frac{b \cdot m \cdot D}{r^3} dy \quad (\text{sendo } b \text{ constante e } y \text{ variável})$$

Integrando-se entre  $+\infty$  e  $-\infty$ , teria-se  $\Delta Z$ , no ponto  $P$ , devido às massas induzidas ao longo de todo o comprimento do dique:

$$\Delta Z_p = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{m \cdot b \cdot D}{r^3} dy \quad ; \quad \text{Transformando-se e integrando-se, chega-se finalmente à:}$$

$$\Delta Z_p = \frac{2 \cdot m \cdot b \cdot D}{D^2 + x^2} \quad (6)$$

$m = K \cdot Z$ , sendo  $K$  = susceptibilidade magnética da substância do dique, e  $Z$  a componente do c.m. terrestre vertical (normal à face superior do dique).

Nota: Dedução de (6)

$$\Delta Z_p = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{m \cdot b \cdot D}{(D^2 + x^2 + y^2)^{3/2}} dy \quad ; \quad \Delta Z_p = 2 \int_0^{+\infty} \frac{m \cdot b \cdot D}{(D^2 + x^2 + y^2)^{3/2}} dy$$

$$\Delta Z_p = 2 \cdot m \cdot b \cdot D \int_0^{+\infty} \frac{dy}{(D^2 + x^2 + y^2)^{3/2}}$$

$$y = D \operatorname{tg} \theta \quad ; \quad \frac{dy}{d\theta} = \frac{d}{d\theta} D \operatorname{tg} \theta = D \frac{d}{d\theta} \operatorname{tg} \theta$$

$$dy = D \cdot \sec^2 \theta d\theta = \frac{D}{\cos^2 \theta} d\theta \quad ; \quad D^2 + y^2 = r_1^2$$

$$r_1 = \frac{D}{\cos \theta} \quad ; \quad D^2 + y^2 = \frac{D^2}{\cos^2 \theta}$$

$$\Delta Z_p = 2 \cdot m \cdot b \cdot D \int_0^{\pi/2} \frac{\frac{D}{\cos^2 \theta} d\theta}{\left(x^2 + \frac{D^2}{\cos^2 \theta}\right)^{3/2}} \quad ; \quad \text{Notar que quando } y \text{ varia de zero a } +\infty, \theta \text{ varia de } 0^\circ \text{ a } \pi/2.$$

$$\text{ou: } \Delta Z_p = 2 m b D^2 \int_0^{\pi/2} \frac{1}{\cos^2 \theta \left(\frac{x^2 \cos^2 \theta + D^2}{\cos^2 \theta}\right)^{3/2}} d\theta$$

$$\Delta Z_p = 2 m b D^2 \int_0^{\pi/2} \frac{\cos \theta d\theta}{(x^2 \cos^2 \theta + D^2)^{3/2}}$$

$$\Delta Z_p = 2 m b D^2 \int_0^{\pi/2} \frac{d(\operatorname{sen} \theta)}{(x^2 + x^2 \operatorname{sen}^2 \theta + D^2)^{3/2}} = \int_0^{\pi/2} \frac{d \operatorname{sen} \theta}{[(D^2 + x^2) - x^2 \operatorname{sen}^2 \theta]^{3/2}}$$

De tabela de integração:  $\int \frac{du}{(a^2 + u^2)^{3/2}} = \frac{u}{a^2 \sqrt{a^2 - u^2}} + c$

Multiplicando-se por  $x$  o numerador e o denominador da expressão de  $\Delta Z_p$ , notando-se que  $x$  é invariável em relação a  $y$  e constante quando  $\theta$  varia entre  $0^\circ$  e  $\pi/2$ , porque o perfil é normal à direção do dique, tem-se:

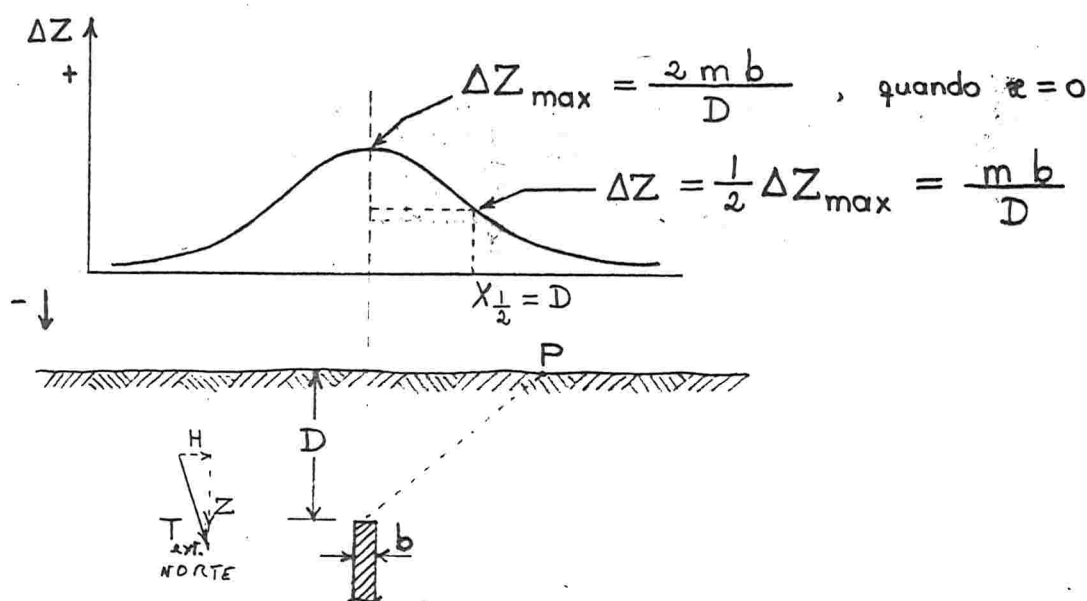
$$\Delta Z_p = \frac{2 m b D^2}{x} \int_0^{\pi/2} \frac{x d(\operatorname{sen} \theta)}{[(D^2 + x^2) - x^2 \operatorname{sen}^2 \theta]^{3/2}} \quad ;$$

Fazendo  $a^2 = D^2 + x^2$  e  $u = x \operatorname{sen} \theta$ , pode-se integrar conforme a integral tabelada:

$$\Delta Z_p = \frac{2mbD^2}{x} \left[ \frac{x \sin \theta}{(D^2 + x^2) + \sqrt{D^2 + x^2 - x^2 \sin^2 \theta}} \right]^{\pi/2}$$

$$\Delta Z_p = \frac{2mbD^2}{x} \left[ \frac{x}{(D^2 + x^2)D} \right] \therefore \Delta Z_p = \frac{2mbD}{D^2 + x^2}$$

Então, para a curva  $\Delta Z$  devido a um dique nessas condições, teria-se:



Regra de profundidade (utilizável para um dique nessas condições):

$$\text{Quando } \Delta Z = \frac{1}{2} \Delta Z_{\max} \quad ; \quad \Delta Z = \frac{m \cdot b}{D}$$

$$\frac{m \cdot b}{D} = \frac{2mbD}{D^2 + x^2} \quad ; \quad \frac{1}{D} = \frac{2D}{D^2 + x^2} \quad ; \quad D^2 + x^2 = 2D^2 \quad ;$$

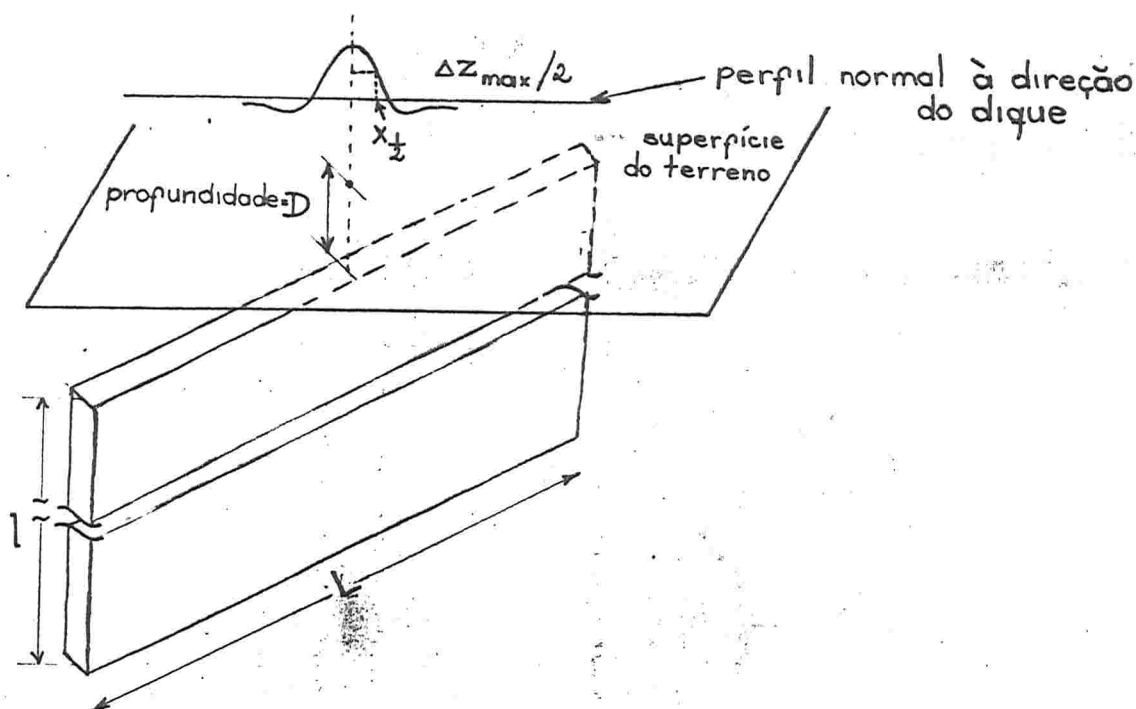
$$x^2 = 2D^2 - D^2 = D^2 \quad \therefore \quad x = D$$

Quando o valor de  $\Delta Z$  reduzir-se para a metade do máximo da anomalia, a distância  $x$  medida no perfil deve ser igual à profundidade do dique.

Regras de Parasnis (1966) para corpos tabulares (diques), em perfis normais à direção destes:

Dique vertical - Primeira aproximação:

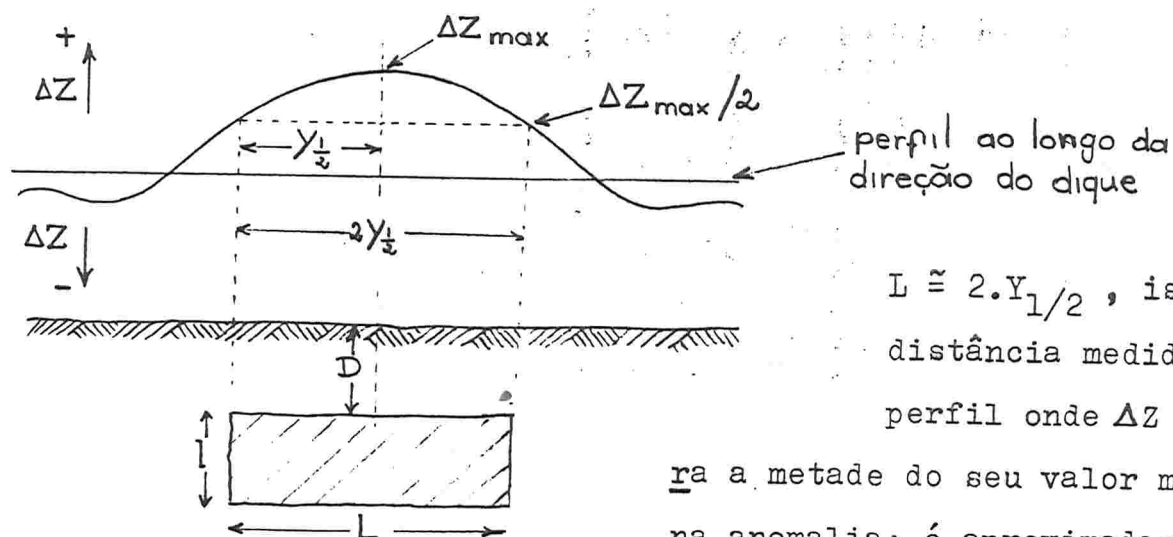
$D \approx X_{1/2}$  (ver figura pag. seguinte); A profundidade é aproximadamente igual à distância no perfil para a qual  $\Delta Z$  diminui para a metade do máximo valor da anomalia.



Correções devidas às dimensões finitas  
do dique:

Comprimento L segundo a direção do dique	Dimensão do dique em profundidade (l)	
	l grande	l pequeno
L grande	$D = 1,0 \text{ a } 1,1 X_{\frac{1}{2}}$	$D = 1,4 \text{ a } 1,7 X_{\frac{1}{2}}$
L pequeno	$D = 1,2 \text{ a } 1,3 X_{\frac{1}{2}}$	

- Estimativa do comprimento L, a partir de perfil coincidente (tanto quanto possível) à direção do dique:



$L \approx 2 \cdot y_{1/2}$ , isto é, a distância medida no perfil onde  $\Delta Z$  cai para a metade do seu valor máximo na anomalia; é aproximadamente

igual ao comprimento do dique.

Atitude do dique:

Pode ser estimada a partir da assimetria da curva  $\Delta Z$ , num perfil normal à direção do dique.



De modo semelhante, como acontece com um perfil ao longo da projeção horizontal de um bipolo inclinado, no caso de um dique mergulhando, a função  $\Delta Z$  torna-se assimétrica.

O mínimo negativo baixa no lado do mergulho do dique, acontecendo o inverso no lado oposto.

Observe-se que a anomalia devida a um dique de pequena extensão em profundidade, deve ser compreendida como o efeito de bipo-los distribuídos ao longo do dique.

Nessas regras, são desconsideradas os efeitos transversais do magnetismo. Esses efeitos tornam-se sensíveis à proporção que aumenta a espessura; dependem ainda das direções do campo externo indutor (c.m. terrestre) e também da atitude (direção e megulho) do dique.

Devido à grande importância dos efeitos de corpos tabulares na interpretação de levantamentos magnetométricos, foram determinadas curvas padrões para  $\Delta Z$ ,  $\Delta H$  e  $\Delta T$ , com variação dos parâmetros referidos, mergulho e direção do corpo tabular em relação ao meridiano magnético, e também em relação à direção e sentido da intensidade do vetor campo terrestre, e ainda, das dimensões e profundidades.

Referência: Society of Exploration Geophysicists. Volume II, 1967.

Modernas interpretações consistem no ajustamento de curvas experimentais (dos levantamentos magnetométricos) aos padrões referidos (modelos matemáticos). *A partir do fim da década de 1970, foram desenvolvidos programas permitindo a interpretação mediante computadores. Ref Campbell, D. L. et al 1981.*

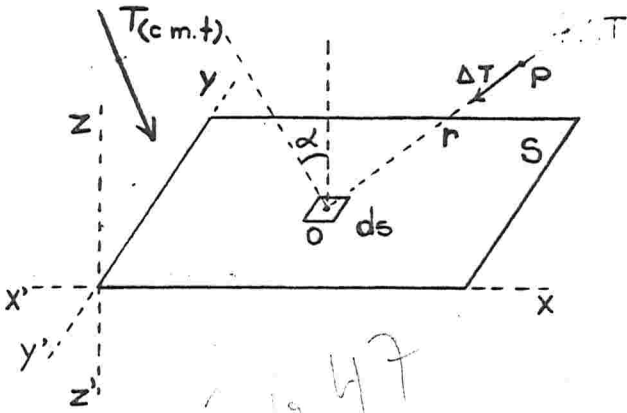
2.9.4 - Indução magnética distribuída numa superfície e efeitos transversais do magnetismo induzido em diversos tipos de estrutura

2.9.4.1 - Distribuição do magnetismo induzido numa superfície

De modo geral, segundo a teoria da indução, admite-se que o campo magnético terrestre induz magnetismo na superfície das estruturas geológicas sujeitas a sua ação.

A indução pode ser sempre concebida como uma distribuição superficial de massas ou cargas magnéticas, arranjadas sob a forma de monopolos ou bipolos magnéticos.

Numa superfície de um corpo cuja susceptibilidade magnética (devida a sua constituição) fosse  $K$ , teria-se:



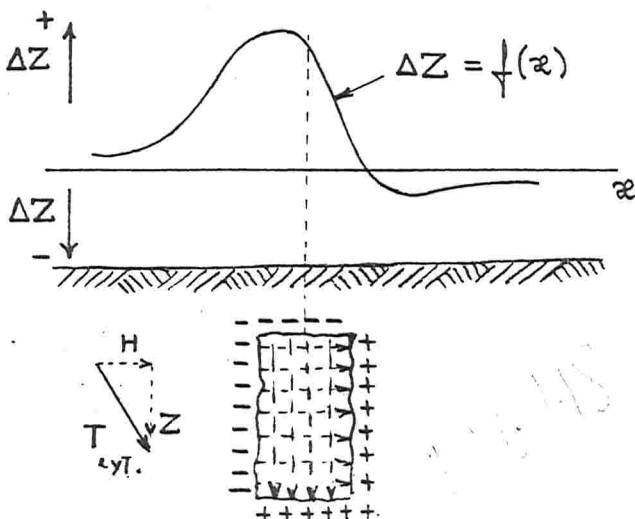
Massa magnética induzida num ponto  $O$ , na superfície do corpo:  $m = I_i = K.T. \cos \alpha$ , onde,  $T.\cos \alpha$  = componente do c.m.t. perpendicular à superfície do corpo. Se a superfície fosse horizontal, essa componente seria  $Z$ .

- Efeito  $T$ , num ponto do espaço  $P$ , devido ao magnetismo induzido na superfície  $S$  do corpo:

$$\Delta T_p = \iint \frac{I_i \cdot ds}{r^2} = \iint \frac{K T \cos \alpha}{r^2} ds, \text{ sendo } T = \text{intensidade do c. m.t. normal, no local do levantamento e fora da área anômala.}$$

#### 2.9.4.2 - Efeitos transversais do magnetismo sobre corpos tabulares de espessura relativamente grande

Supondo-se um corpo tabular como o da figura seguinte e, para simplificar a compreensão do problema, admite-se que o plano do papel coincide com o plano do meridiano magnético, e que a maior dimensão do corpo tabular seja normal a esse plano (situação no hemisfério norte); a atitude do corpo é subvertical.



Por efeito da componente  $Z$  do c.m.t., haveria uma distribuição de bipolos induzidos verticalmente. Ao mesmo tempo, por efeito da componente  $H$  do c.m. terrestre, haveria adicionalmente uma distribuição horizontal de bipolos induzidos no corpo tabular.

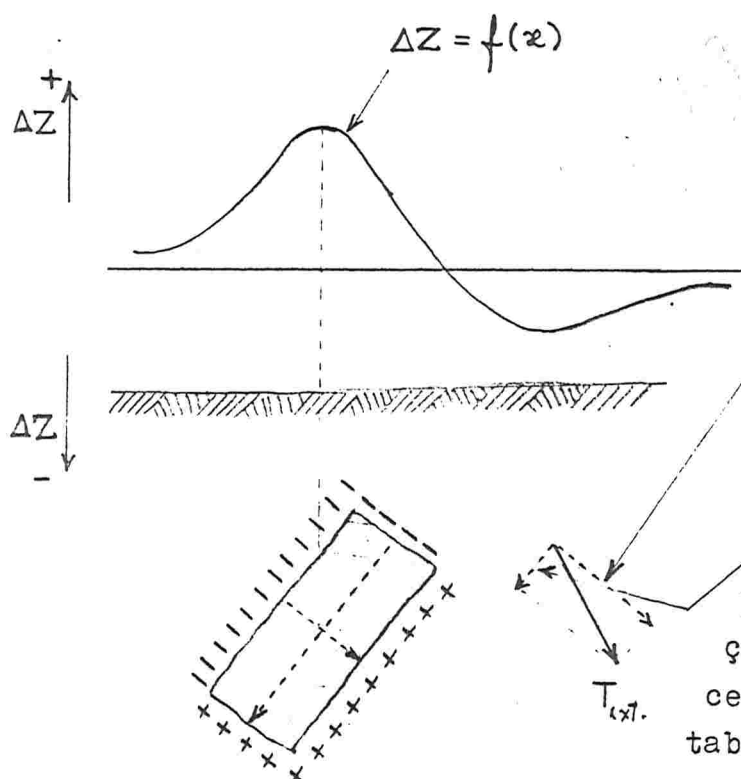
Como resultado, a distribuição superficial de cargas negativas e positivas induzidas no corpo, assumiria a forma representada na figura anterior. A quantidade relativa de cargas distribuídas longitudinalmente e transversalmente, dependeria da inclinação do c.m. terrestre.

No caso figurado, haveria mais carga distribuída longitudinalmente porque a componente Z é maior que a componente H; se  $H < Z$  haveriam mais cargas distribuídas transversalmente.

O efeito  $\Delta Z$  devido ao magnetismo induzido no corpo, depende da distribuição de cargas devida aos dois efeitos.

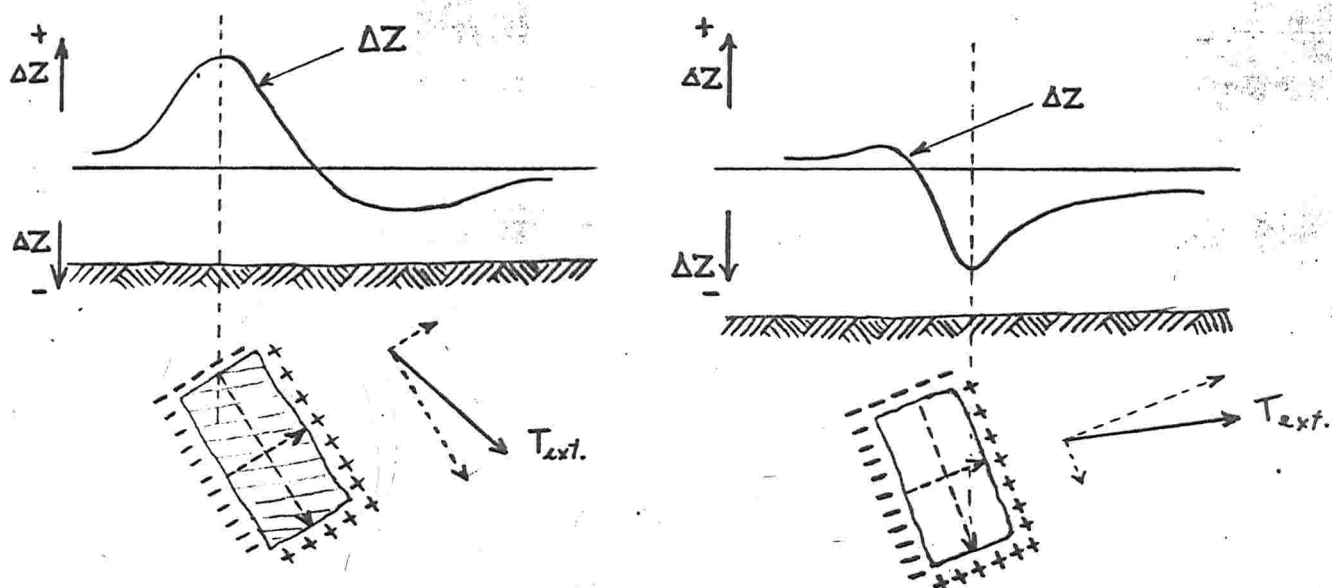
Observe-se que, embora o corpo seja subvertical, a curva  $f(\Delta Z)$  é assimétrica. Se não fossem considerados os efeitos do magnetismo transversal, concluiria-se (erroneamente) que o corpo tabular mergulharia para a direita. A assimetria foi causada pela inclinação do c.m.t. (indutor) e a consequente distribuição lateral do magnetismo induzido no corpo.

Utilizando-se esse tipo de raciocínio, poder-se-ia prever a forma da curva  $\Delta Z$  para outras atitudes do corpo tabular espesso e do vetor campo magnético terrestre, conforme mostram as figuras seguintes:



Componente do c.m.t. normal à superfície lateral, produzindo maior densidade de distribuição de massas magnéticas nas faces laterais do corpo tabular (p. ex., um dique)

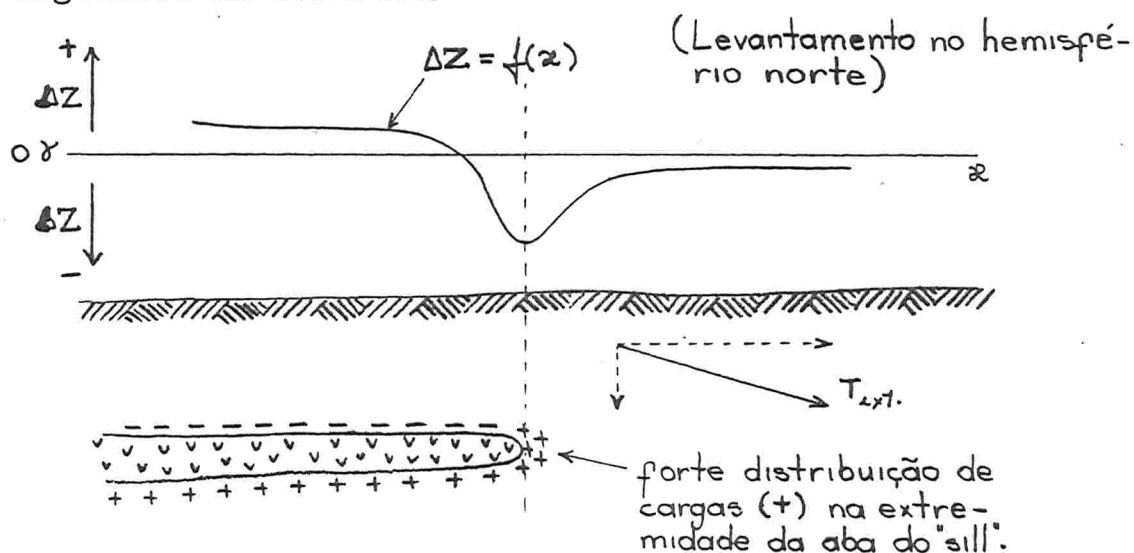
Componente do c.m.t. paralela à dimensão longitudinal do corpo, produzindo menor distribuição de massas magnéticas nas faces superior e inferior do corpo tabular (superf. do topo e fundo).

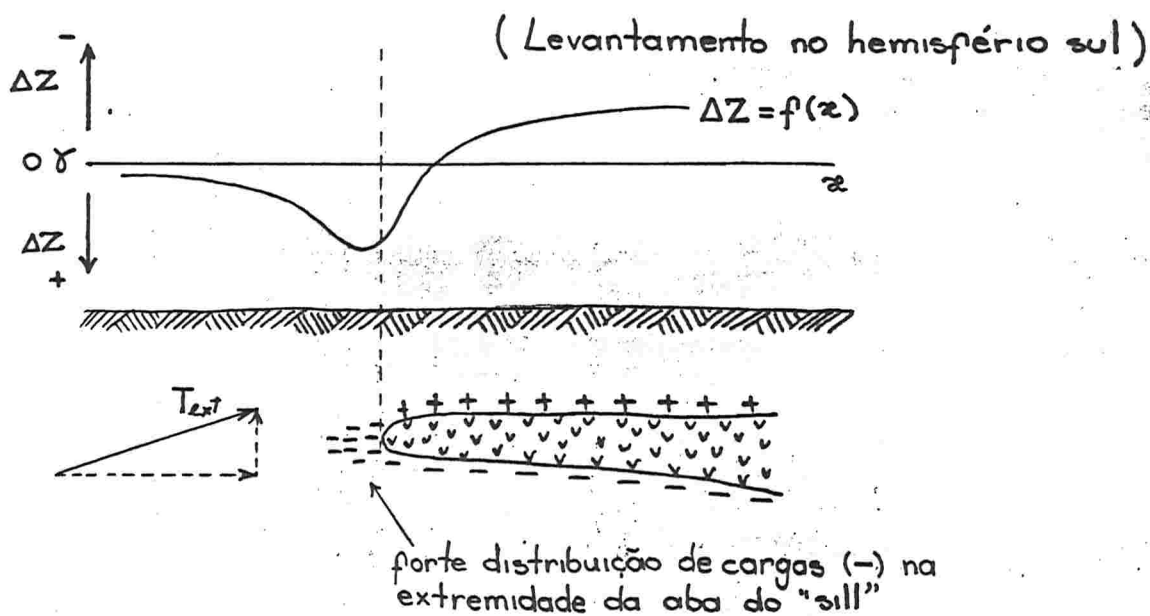


Se a maior dimensão do corpo tabular fosse oblíqua em relação ao plano do meridiano magnético (o plano do papel), para prevermos as grandezas dos dois efeitos, dever-se-ia considerar as direções das componentes do c.m.t., longitudinal à seção, e transversal ao corpo tabular, projetadas em planos respectivamente normais às superfícies do corpo tabular (superfícies do topo, fundo e laterais).

Efeitos desse tipo ocasionam frequentemente o paradoxo de observar-se forte abaixamento da curva  $\Delta Z$  de um perfil ao encontrar-se um corpo de alta susceptibilidade magnética.

Por exemplo, se um perfil magnético encontra a aba de um "sill" de diabásio, encaixado em sedimentos de baixa susceptibilidade magnética, na situação mostrada na figura abaixo, as massas magnéticas induzidas na extremidade da aba do "sill" provocarão valores fortemente negativos na curva  $\Delta Z$ .

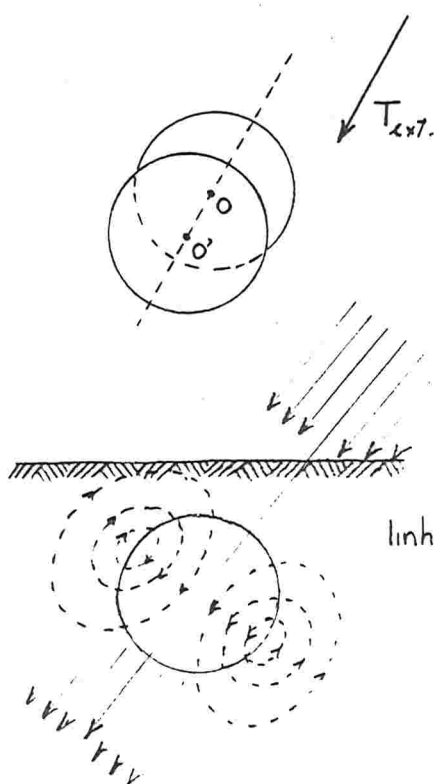




### 2.9.4.3 - Anomalias sobre corpos assimilados à forma esférica

Anomalia de  $\Delta Z$  ocasionada por um corpo de forma esférica de alta susceptibilidade magnética, devido aos efeitos da distribuição de cargas magnéticas induzidas segundo as direções normais à superfície da esfera.

Por ação do campo magnético indutor (c.m.t. externo), a distribuição de cargas magnéticas em uma esfera uniformemente magnetizada se comporta como se houvesse um volume de forma esférica de cargas positivas, deslocado de um volume igual de cargas negativas. O deslocamento, ocorrendo na direção do campo indutor, é proporcional à intensidade de magnetização.

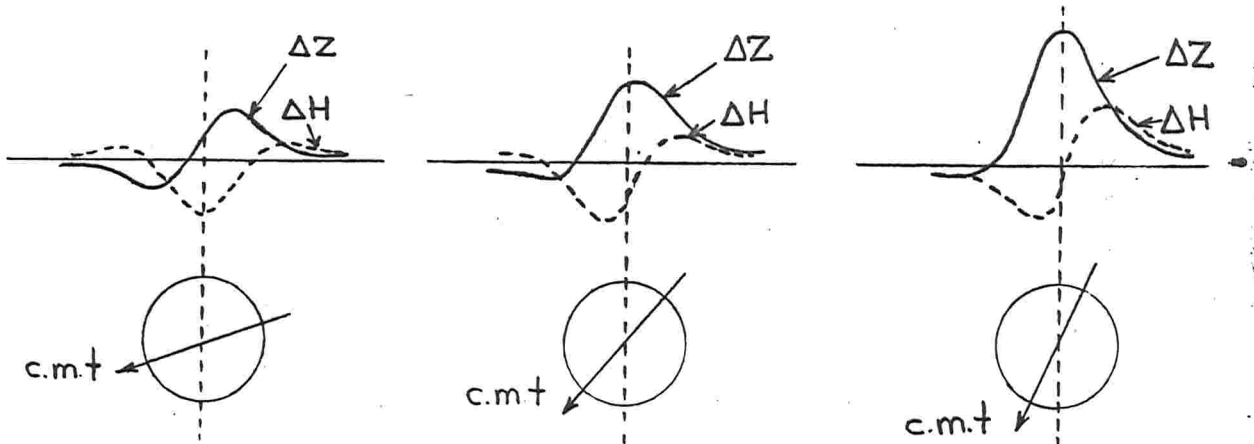


As linhas de força do campo exterior (c.m.t. indutor) e as linhas de força do campo magnético induzido na esfera, em muitos pontos exteriormente à esfera, têm sentidos opostos, como mostra a figura.

linhas de força do c.m.t. (indutor)

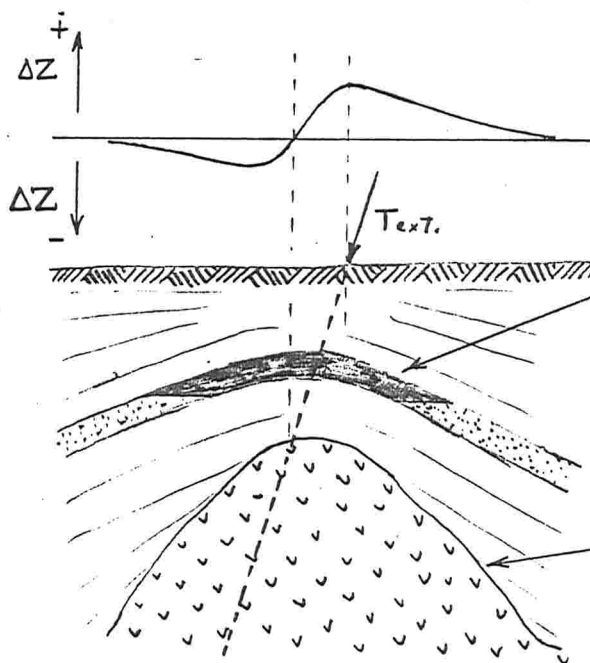
linhas de força do campo induzido na esfera

A intensidade desse campo induzido, que em certas regiões do espaço opõe-se ao c.m. terrestre, é denominado desmagnetizante. Efeitos desmagnetizantes ocorrem com corpos de outros volumes, e dependem da forma do corpo. Por essas razões, o efeito de uma esfera magnetizada assemelha-se ao efeito de um bipolo cuja direção coincidisse com a direção do campo magnético terrestre.



Em prospecção com métodos magnéticos, costuma-se assimilar à forma esférica corpos geológicos como paleocolinas do embasamento cristalino, corpos de minério maciço equidimensionais, etc.

Exemplo de anomalia  $\Delta Z$  produzida por uma paleocolina do embasamento cristalino:



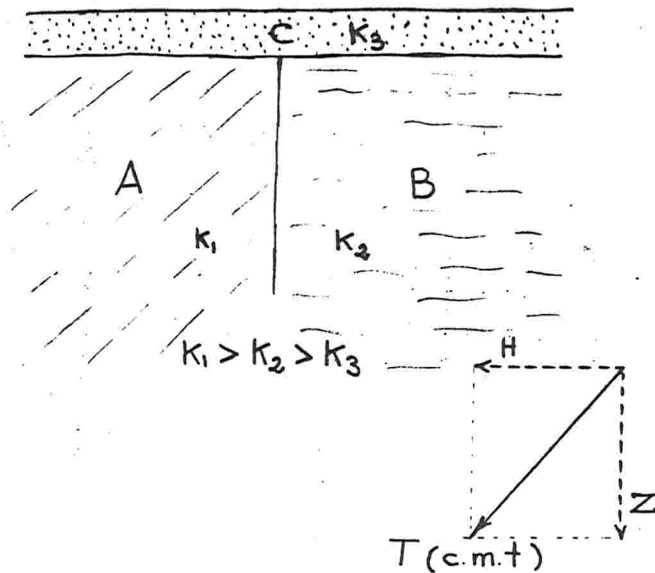
estrutura acumuladora de petróleo controlada pelos sedimentos, conformando-se à estrutura do embasamento cristalino.

paleocolina do embasamento cristalino de alta susceptibilidade magnética, quando comparada às susceptibilidades dos sedimentos sobrejacentes.

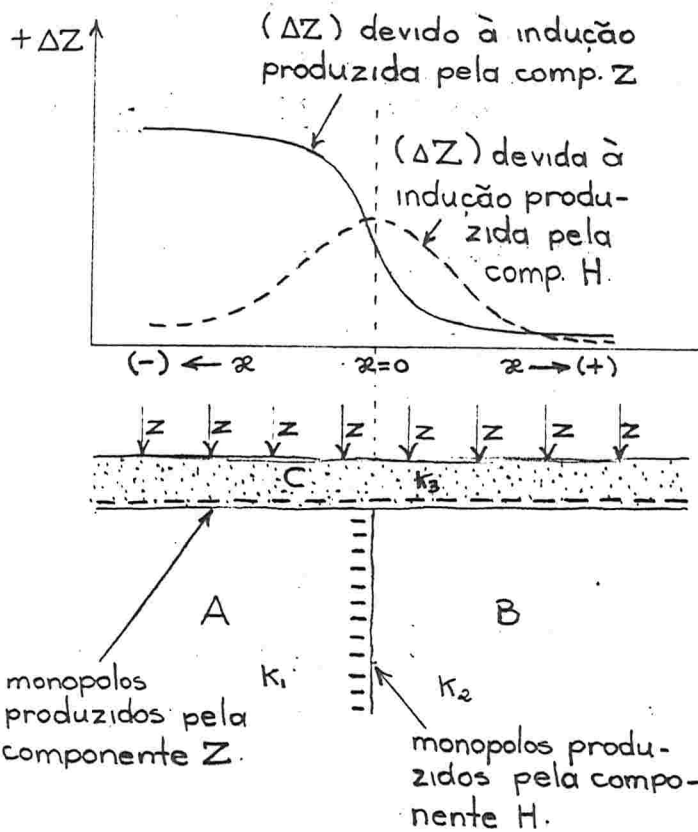
Levantamento magnético para prospecção de petróleo em Novo México, USA. Ref. Jakosky, J.J. 1957 e Heiland, C.A. 1963.

2.9.4.4 - Anomalia magnética devida a um contato encoberto de duas camadas de grande espessura, tendo diferentes susceptibilidades magnéticas

Para favorecer a compreensão do problema, vamos supor



uma situação particular simples, em que o plano do papel coincida com o plano do meridiano magnético; que as camadas C (da cobertura), A e B sejam horizontais; que o contato entre A e B seja vertical, e perpendicular ao plano do meridiano magnético; que o perfil do levantamento seja na direção NS magnética. A camada C, sendo uniforme em espessura e em posição ao longo do perfil, não produzirá efeito anômalo.



A componente  $Z$  do c.m.t. induzirá massas negativas nas superfícies dos contatos entre A e C e entre B e C, produzindo a distribuição de monopólos nessas superfícies. A intensidade induzida no contato A e C será:

$$I_{iAC} = K_1 \cdot Z,$$

$$\text{e no contato entre B e C será: } I_{iBC} = K_2 \cdot Z;$$

$$\text{Sendo } K_1 > K_2 \therefore I_{iAC} > I_{iBC}$$

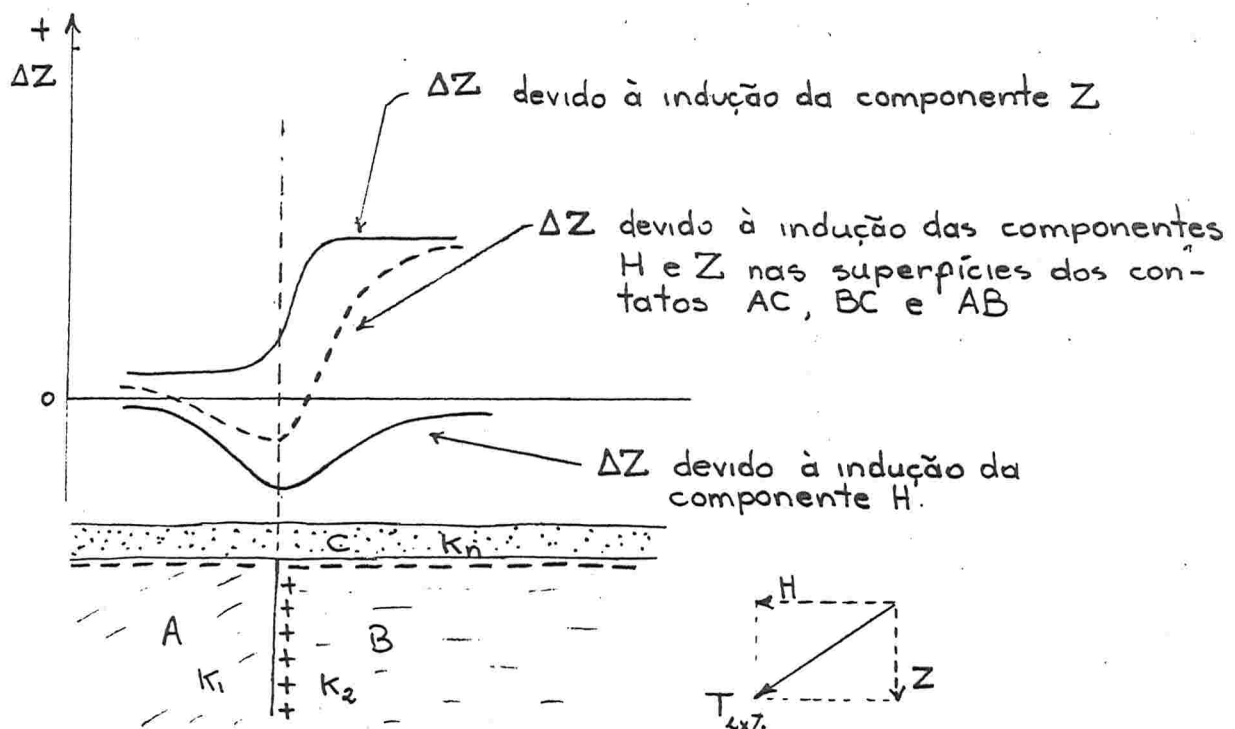
A componente  $Z$  não induzirá magnetismo na superfície do contato entre A e B porque é paralela a essa superfície. Assim, por efeito da componente  $Z$ , haverá uma anomalia de  $\Delta Z$  como a representada na fig. (aproximadamente).

Ao mesmo tempo, a componente H do c.m.t. induzirá massas negativas na superfície do contato entre A e B, as quais se distribuem ao longo de uma faixa perpendicular ao plano do papel próxima ao contato. A componente H não induzirá magnetismo nos contatos AC e BC porque é paralela a esses contatos; desse modo, a anomalia  $\Delta Z$  devido ao magnetismo induzido na superfície do contato A e B é da forma como foi figurada ( $\Delta Z$  devido à indução da componente H).

As grandezas relativas das anomalias  $\Delta Z$ , devidas à indução de Z e H, dependerão da inclinação do vetor T do c.m.t. Aumenta o efeito devido à componente H e diminui o efeito devido à componente Z, quando o vetor T tende à horizontal. Quando o mesmo tende à vertical, acontece o contrário.

Nessas condições, a anomalia  $\Delta Z$  será representada por uma curva, a qual é o efeito combinado dos dois efeitos atuando simultaneamente.

Supondo-se agora que a susceptibilidade  $K_2$  da camada B fosse maior que a susceptibilidade  $K_1$  da camada A ( $K_2 > K_1$ ), teríamos:



Observe-se que:

- nos dois casos anteriores o efeito (anomalia)  $\Delta H$ , devido à indução de Z na superfície de contato AC, é uma curva  $\Delta H$  com a forma semelhante à  $\Delta Z$ , devido à indução de H na superfície de contato



AB, com o sinal contrário;

- nos dois casos anteriores, o efeito (anomalia)  $\Delta H$  devido à indução de H na superfície de contato AB, é uma curva de forma semelhante à anomalia  $\Delta Z$  devido à indução da componente Z no contato BC ou AC.

O problema seria mais complexo no caso em que a superfície de contato AB não fosse normal ao meridiano magnético (perpendicular ao plano do papel). Neste último caso, ter-se-ia que considerar a componente de H normal à superfície AB, e então os efeitos em  $\Delta Z$  e  $\Delta H$  devidos à indução da componente H nessa superfície diminuiriam.

Também, se a superfície de contato AB não fosse vertical, mas inclinada, a componente do vetor T a considerar para indução nessa superfície, não seria H, mas sim a normal à mesma.

Nesses casos, também os monopólos distribuídos na superfície de contato atuariam de modo diferente, modificando o perfil.

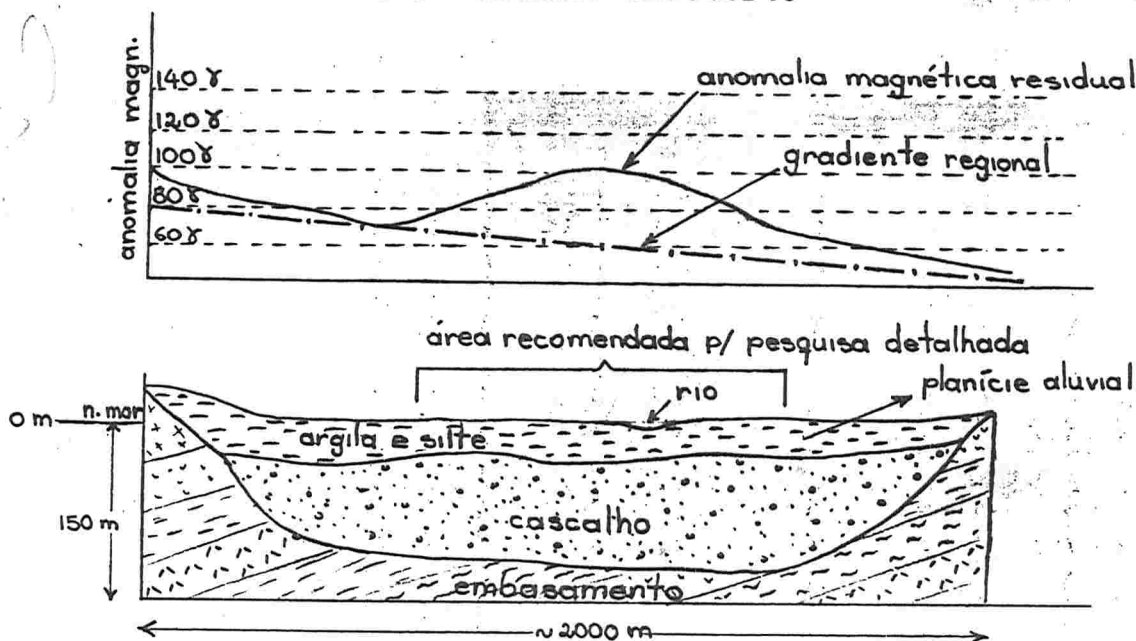
Esses modelos, compreendendo maior diversificação (camadas de pequena e grande espessura, variação de atitudes das camadas, etc), são estudadas analiticamente com grande detalhe em tratados clássicos sobre métodos magnéticos.

Esses modelos adaptam-se ao caso de uma falha coberta por uma camada de deposição posterior discordante. Com pequena modificação poderia representar o modelo de um ressalto no embasamento cristalino, produzido por falha e coberto por sedimentos de muito menor susceptibilidade magnética.

Observe-se que no caso de plano de falha, a zona brechada correspondente deveria ter sido mineralizada por efeito de soluções, ou diferencialmente intemperizada ou alterada. Essas modificações no contato produziriam anomalias magnéticas, superpondo-se aos efeitos simples estudados. Estas, de modo geral, são facilmente detectáveis, ainda que as formas das anomalias sejam praticamente imprevisíveis.

#### 2.9.5 - Anomalias residuais

Anomalia residual sobre uma concentração de aluvião aurífero encoberto



Reconhecimento magnetométrico para prospecção de aluvião - Ref. Jakosky, 1950.

A figura representa um exemplo clássico de prospecção para aluvião. Concentrações aluvionares, frequentemente são associações de areias negras (com muita magnetita e ilmenita) que produzem anomalia residual, superposta a anomalias regionais devidas ao embasamento. Esse modelo poderá servir a outros aluviões, como por exemplo, de cassiterita.

Nesse exemplo, a eliminação do gradiente regional para evidenciar a anomalia residual, é simples e intuitiva.

Casos mais complexos requerem métodos mais sofisticados, mais ou menos empíricos, como por exemplo, o da determinação de curvas de contorno da derivada segunda da variável "intensidade da anomalia vertical com a profundidade". VER ITEM SEPARAÇÃO DA ANOMALIA RESIDUAL EM GRAVIMETRIA (CONCEITOS APLICÁVEIS EM MAGNETOMETRIA).

É possível demonstrar que essas curvas tendem a acentuar as anomalias devidas a causas menos profundas em relação às anomalias devidas a causas mais profundas.

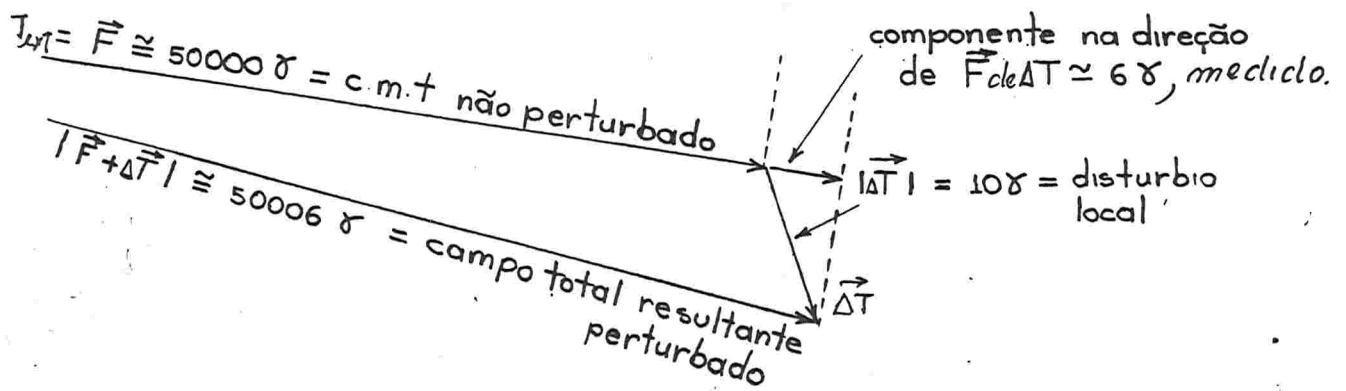
Existem técnicas relativamente simples para determinar-se essas curvas de contorno, existindo na literatura especializada ábacos e programas de interpretação.

## 2.10 - Levantamento magnetométrico com medidas do campo total

Nos levantamentos aerotransportados, e mesmo nos levantamentos no terreno, com o próton-magnetômetro portátil, são medidos os parâmetros  $T$  ou  $\Delta T$  (campo total) em vez das componentes  $\Delta Z$  e  $\Delta H$ . Por esse motivo são necessárias algumas noções de interpretação com essas medidas para compreender a maioria dos levantamentos magnetométricos atuais.

Para atingir esse objetivo, dentro do tempo disponível para abordá-lo, adotaremos critérios mais intuitivos (menos teóricos) do que os adotados nos capítulos precedentes.

### 2.10.1 - Medidas com o próton-magnetômetro



A medida do campo total obtida com o próton-magnetômetro é uma grandeza escalar, a qual é a grandeza da intensidade do vetor campo magnético terrestre no ponto medido, independente de sua direção.

Normalmente, o campo magnético terrestre não perturbado  $\vec{F}$ , é muito maior do que o distúrbio local  $\vec{\Delta T}$ . Assim, a medida do próton-magnetômetro  $|\vec{F} + \vec{\Delta T}|$  é praticamente igual ao valor  $|\vec{F}|$ , mais o valor da componente de  $\vec{\Delta T}$  na direção de  $\vec{F}$ :

$$|\vec{F} + \vec{\Delta T}| \approx |\vec{F}| + |\text{comp.}_{\vec{F}} \vec{\Delta T}|$$

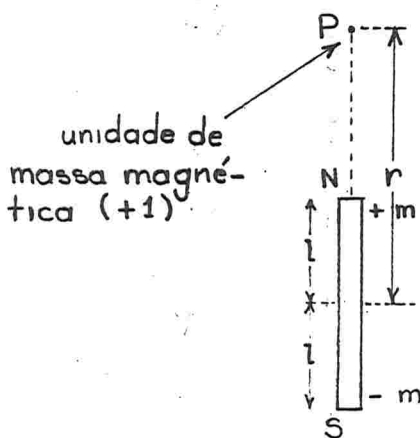
Constituem exceções a essa regra, medidas muito próximas de objetos de aço, ou próximas a depósitos de minérios de ferro com muita magnetita, ou de corpos de certas rochas ultrabásicas, nas quais são sensíveis as variações de direção de campo  $\vec{F}$  normal.

Medidas do campo total com o próton-magnetômetro representam somente a componente do distúrbio na direção do c. total normal  $\vec{F}$ .

2.10.2 - Intensidade  $\vec{F}$ , num ponto P do espaço, devida a um bipolo ou a um monopolo

2.10.2.1 - Intensidade  $\vec{F}$  num ponto P colocado sobre o eixo de um bipolo e sobre uma linha normal ao meio do mesmo.

Materializando o bipolo por uma barra magnética (ímã) de pequena espessura, e estudando-se o problema na posição da figura seguinte:



Intensidade do campo num ponto do espaço, devido a uma massa magnética, é a força exercida sobre a unidade de massa magnética colocada no ponto considerado, a qual, conforme a lei de Coulomb:

$$f = \pm \frac{1}{\mu} \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{d^2} ;$$

no vácuo ou no ar,  $\mu \cong 1$  ;

$m_2 = \text{u.m.m. (CGS)}$  ;

$m = m_1 = \text{massa do polo magnético}$  ;

$$\therefore F = \pm \frac{m}{d^2}$$

Na situação figurada, ter-se-ia:

$$F_P = \frac{m}{(r-l)^2} - \frac{m}{(r+l)^2} ; \quad F_P = \frac{4 \cdot m \cdot l \cdot r}{(r^2 - l^2)^2}$$

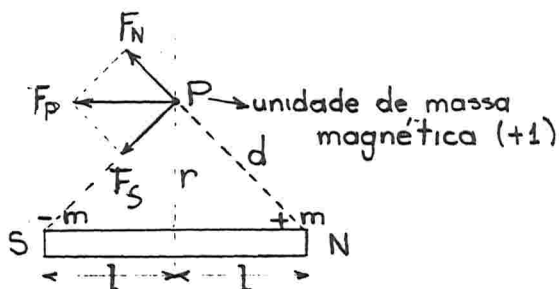
Sendo  $M = \text{momento magnético do ímã} = 2ml$ , tem-se:

$F_P = \frac{2 M \cdot r}{(r^2 - l^2)^2}$  ; sendo  $l$  pequeno em relação a  $r$ , pode-se, sem erro sensível, estabelecer:

$$|F_P| = \frac{2 \cdot M}{r^3}$$

expressão de intensidade devida a um ímã ou bipolo em um ponto colocado ao longo do eixo do mesmo.

Na situação da figura seguinte, tem-se:



$$|\vec{F}_N| = |\vec{F}_S|$$

Os triângulos compreendidos pelos vetores  $\vec{F}_P$  e  $\vec{F}_N$  e ponto P; pelos polos N e S do ímã e o ponto P, são semelhantes. Portanto, e *velozes absolutos*:

$$\frac{|F_P|}{|F_N|} = \frac{2l}{d} \quad \therefore |F_P| = |F_N| \cdot \frac{2l}{d} \quad ; \quad |F_N| = \frac{m}{d^2} \quad \therefore$$

$$|F_P| = -\frac{2ml}{d^3} \quad ; \quad 2ml = M \quad \therefore |F_P| = -\frac{M}{d^3} \quad ; \quad d = \sqrt{r^2 + l^2}$$

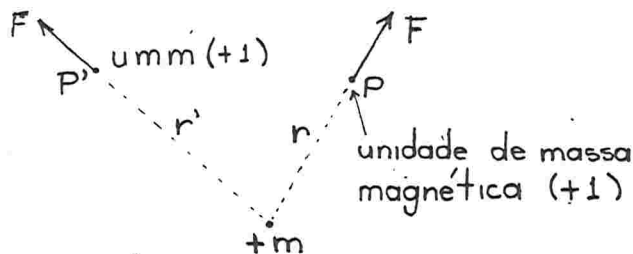
$|F_P| = \frac{M}{(\sqrt{r^2 + l^2})^3}$  ; considerando-se  $l$  muito pequeno quando comparado com  $r$ , pode-se, sem erro sensível, admitir-se  $r^2 + l^2 \cong r^2$ . Assim, podendo-se estabelecer:

$$|F_P| = \frac{M}{r^3} \quad \text{Expressão de intensidade num ponto P situado sobre uma linha normal ao meio do ímã (ou do bipolo).}$$

Observe-se que  $F_P$ , nessa linha normal ao meio do bipolo, tem sentido contrário ao campo no interior do ímã (ou bipolo).

#### 2.10.2.2 - Caso de um monopolo - Intensidade num ponto P no espaço

No caso de um monopolo, ter-se-ia:



$$F_P = \frac{m}{r^2} \quad ; \quad |F_P| = \frac{M}{r^2}$$

Expressão da intensidade produzida por um monopolo num ponto P do espaço, a uma distância  $r$  do monopolo.

$$|F_P| = \frac{m}{r^2} \quad ; \quad \text{se } r' = r \quad , \quad |F_{P'}| = |F_P| = \frac{M}{r^2}$$

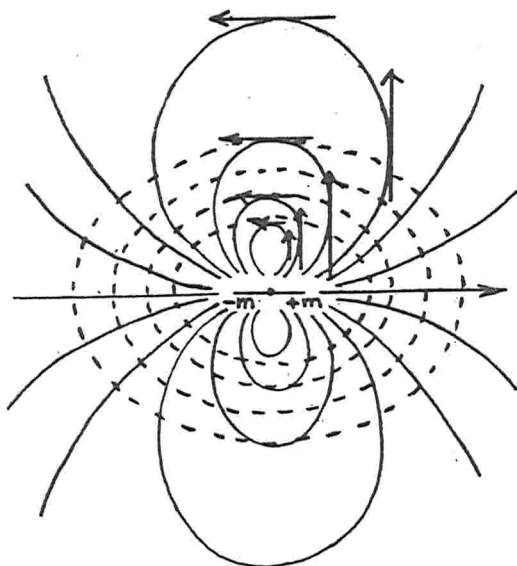
O monopolo não tem existência física real, sendo uma abstração na qual se desconsidera a ação do outro polo.

Por convenção, admite-se que seu momento  $M$  é numericamente igual a sua massa magnética  $m$ . Isto equivale a dizer que seria o momento de um bipolo de comprimento unitário ( $2l = 1$ ), em qualquer posição do espaço.

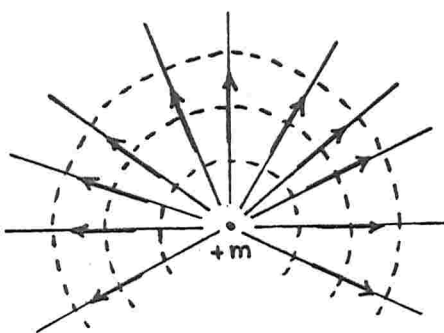
A intensidade do campo num ponto P, situado em qualquer posição do espaço, depende somente da distância do ponto ao monopolo.


#### 2.10.2.3 - Características do campo produzido por um monopolo e por um bipolo

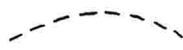
Bipolo




Monopolo



Linhas de força: 

Linhas de igual intensidade: 

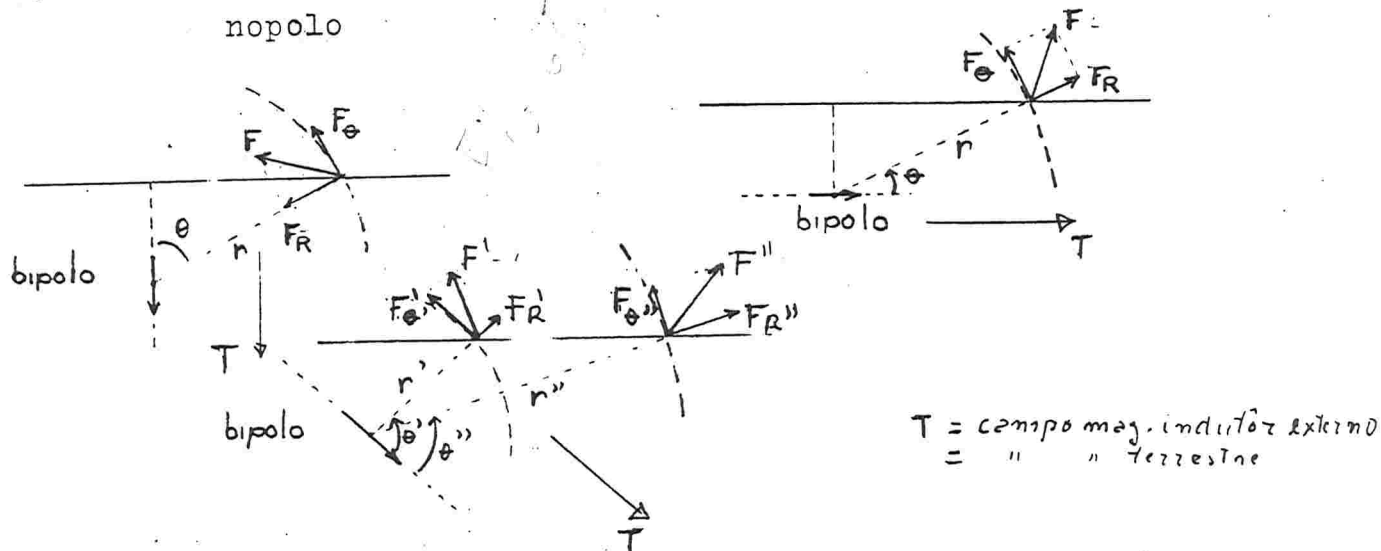
Intensidade num ponto do espaço: 

Observe-se que, ao longo de qualquer reta radial partindo do meio do bipolo, as intensidades serão paralelas e de mesmo sentido.

Ao longo de uma reta normal ao centro do bipolo, as intensidades serão paralelas ao bipolo, porém de sentido contrário.

As linhas de força de um monopolo são retas irradiando-se do monopolo. As intensidades são divergentes do monopolo, no caso de massa magnética positiva; serão convergentes no caso de massa negativa.

2.10.2.4 - Intensidades em qualquer ponto do espaço sujeito à ação de um campo magnético produzido por um bipolo, ou por um monopolo



Num ponto P do campo magnético, distante r do centro do bipolo, a intensidade  $\vec{F}$  pode ser compreendida como uma resultante de duas componentes:

$\vec{F}_R = \frac{2 \cdot M}{r^3} \cos \theta \rightarrow$  componente radial ao longo da linha que passa pelo ponto P e o centro do bipolo;

$\vec{F}_\theta = -\frac{M}{r^3} \operatorname{sen} \theta \rightarrow$  componente tangencial, perpendicular ao segmento que une o ponto P ao centro do bipolo.

A resultante T no ponto P será a soma vetorial:

$$\vec{F} = \vec{F}_R + \vec{F}_\theta$$

Observe-se que:

$\vec{F}_R$  : projeção da intensidade do campo numa distância r ao longo do eixo do bipolo, sobre a radial que une o ponto P ao centro do bipolo;

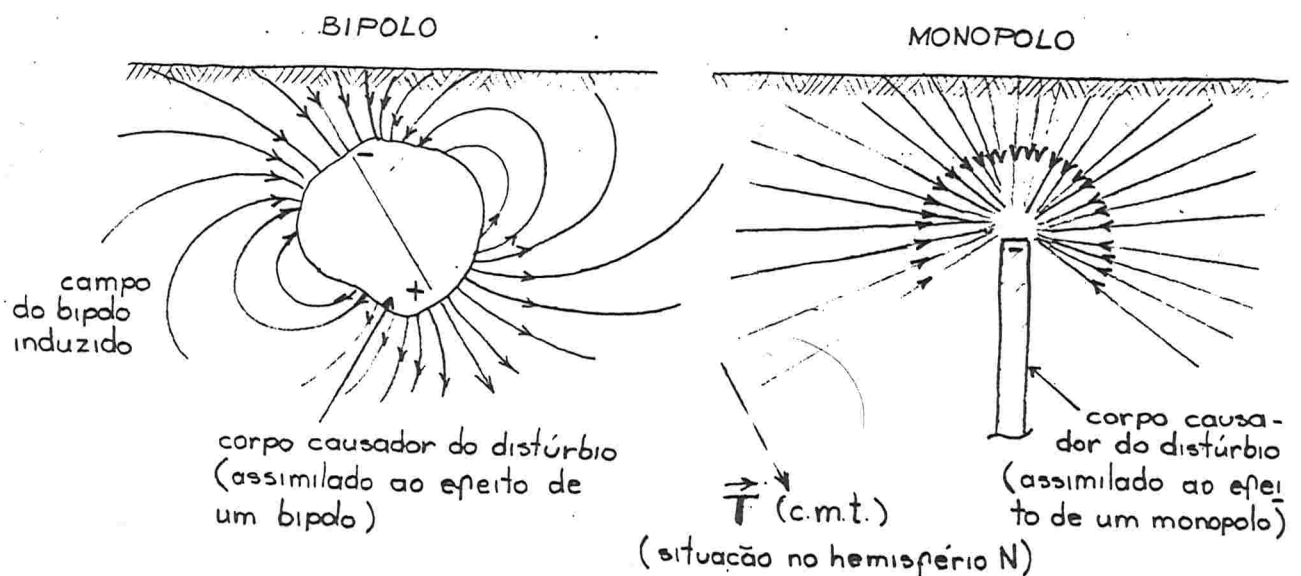
$\vec{F}_\theta$  : projeção da intensidade do campo, numa distância r, ao longo da normal ao centro do bipolo, sobre uma perpendicular à radial citada (a qual une o ponto P ao centro do bipolo).

Como foi visto anteriormente, a intensidade do campo em um ponto P situado a uma distância r do monopolo, é simplesmente:

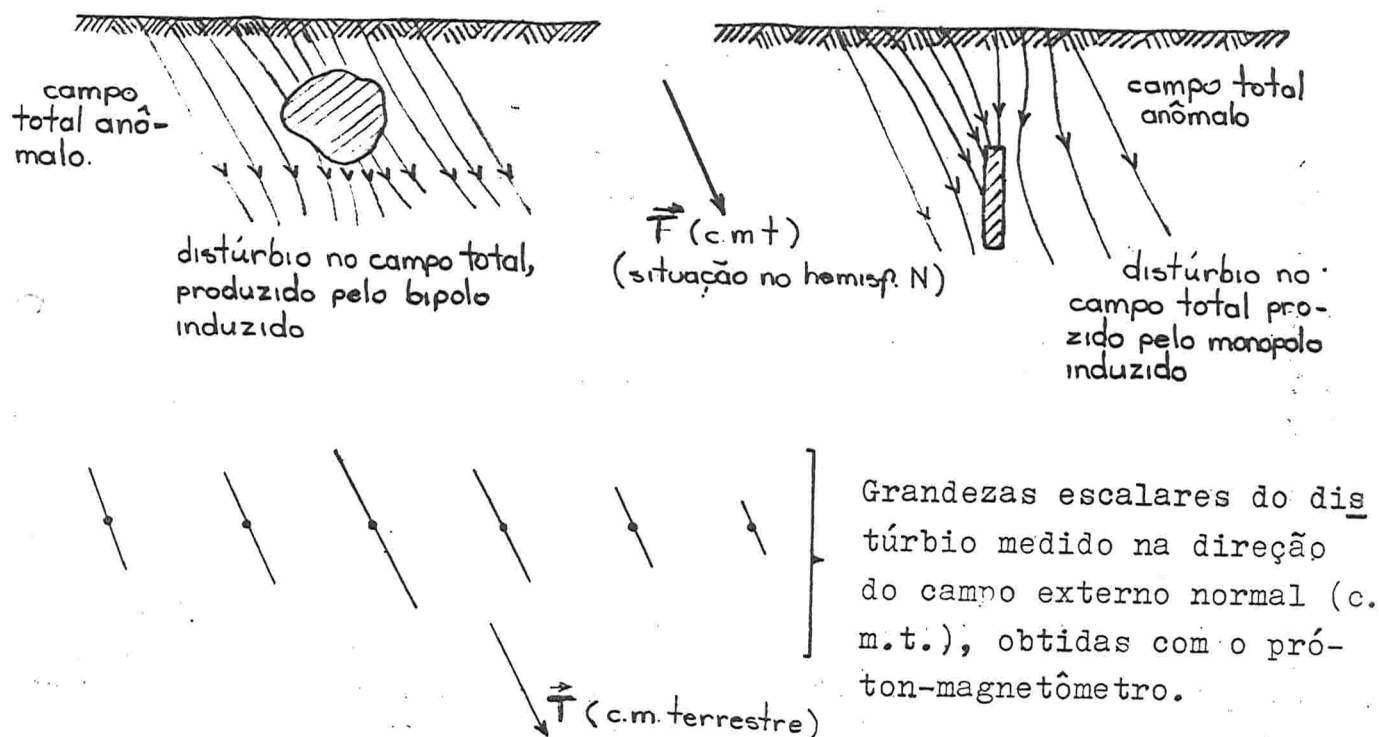
$$\vec{F} = \pm \frac{M}{r^2}$$

2.10.3 - Distúrbio produzido no c.m. terrestre por ação de um monopolo ou de um bipolo induzido

2.10.3.1 - Campo induzido causador do distúrbio e campo total anômalo observado



- Observe-se que não considerando os efeitos do magnetismo remanescente ou residual, a direção e sentido do bipolo induzido é sempre concorde com o c.m. terrestre <sup>ex</sup> interno, indutor.



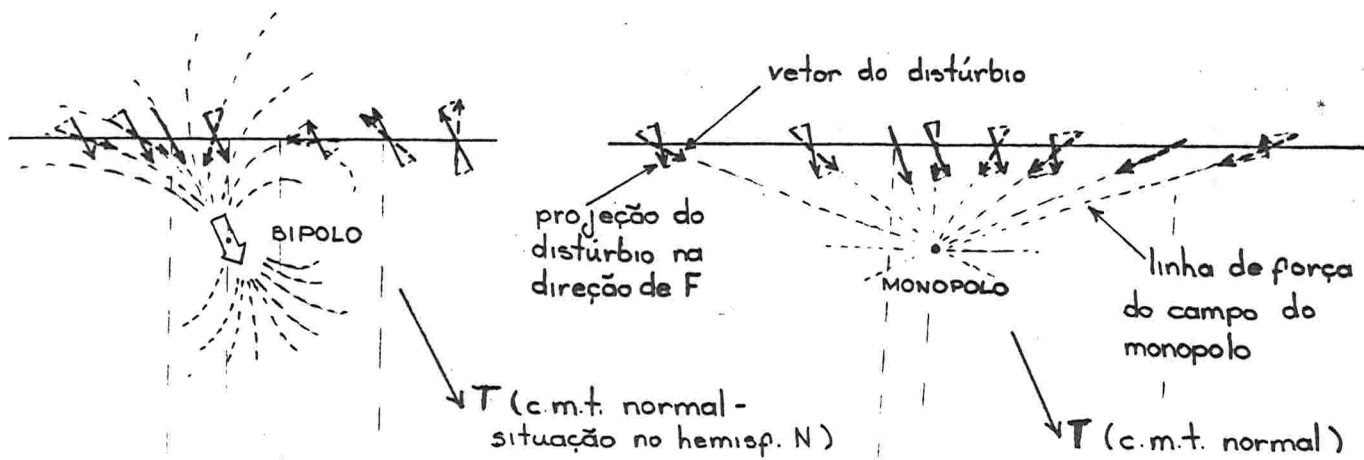
2.10.3.2 - Forma da anomalia observada mediante medida com magnetômetro de campo total (próton-magnetômetro), no caso em que a causa do distúrbio seja um monopolo ou um bipolo

De modo qualitativo, pode-se compreender a forma da anomalia observada, considerando-se que a mesma depende de dois parâmetros atuando simultaneamente:

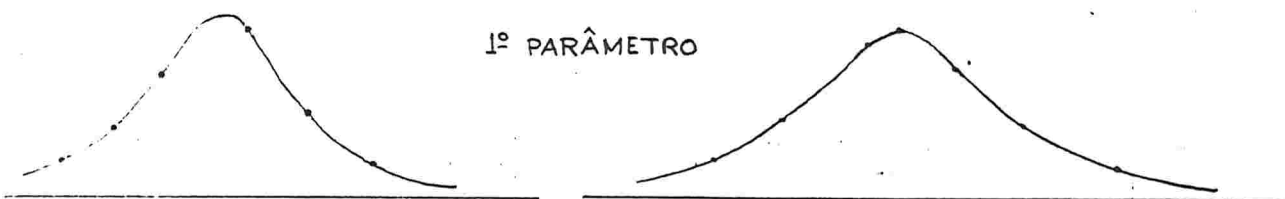
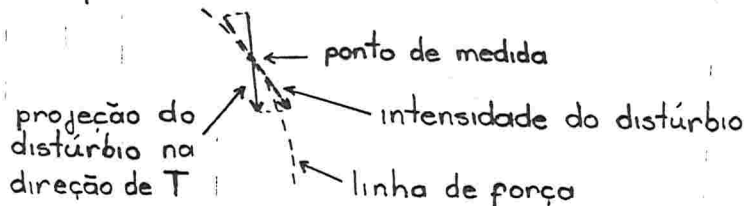
- 1º parâmetro: A grandeza escalar da anomalia deverá variar na razão inversa, segundo o fator  $1/r^3$  no caso do bipolo, e de  $1/r^2$  no caso do monopolo; sendo  $r$  uma variável, a qual é a distância do centro do bipolo ou do monopolo ao ponto de medida.
- 2º parâmetro: A grandeza escalar medida da anomalia (a grandeza da projeção do vetor real causador do distúrbio na direção do c.m. terrestre normal) deverá variar conforme a posição do ponto medido.

A figura a seguir representa, de forma qualitativa, a influência separada desses dois parâmetros e o efeito conjunto de ambos, para os casos de um bipolo e de um monopolo.





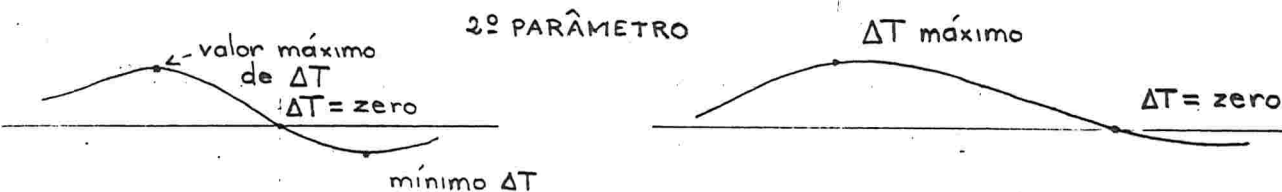
Convenção :



BIPOLO : forma da anomalia devido à variação do fator  $\frac{1}{r^3}$

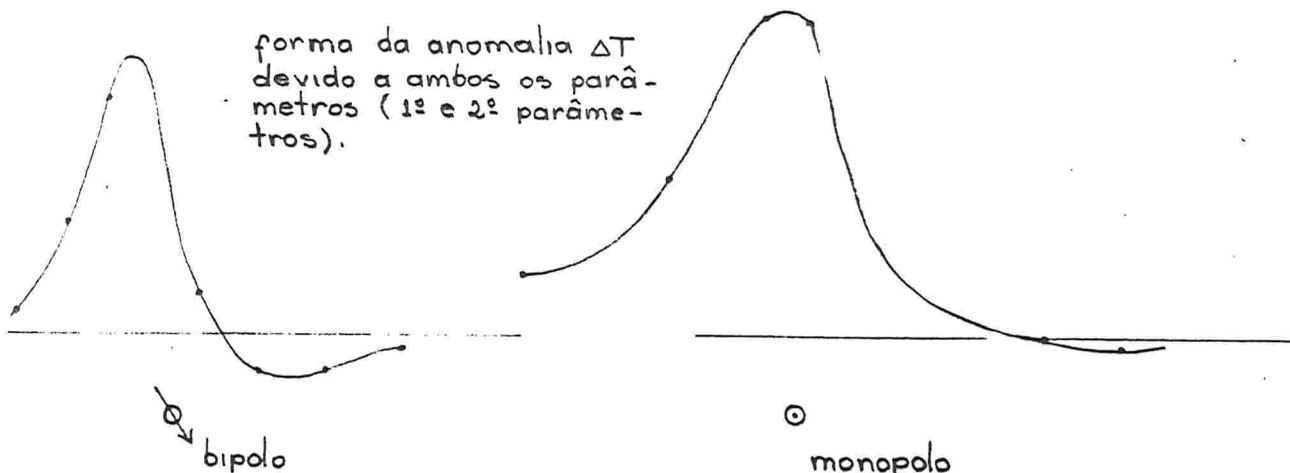
MONOPOLO : forma da anomalia devido à variação do fator  $\frac{1}{r^2}$

OBS: Intensidades relativas, ou comprimentos relativos dos vetores do distúrbio.



BIPOLO : relativa intensidade devida ao bipolo, c/ relação ao ângulo c/ o eixo do mesmo.

MONOPOLO : relativa intensidade do distúrbio, c/ relação às direções das linhas de força.

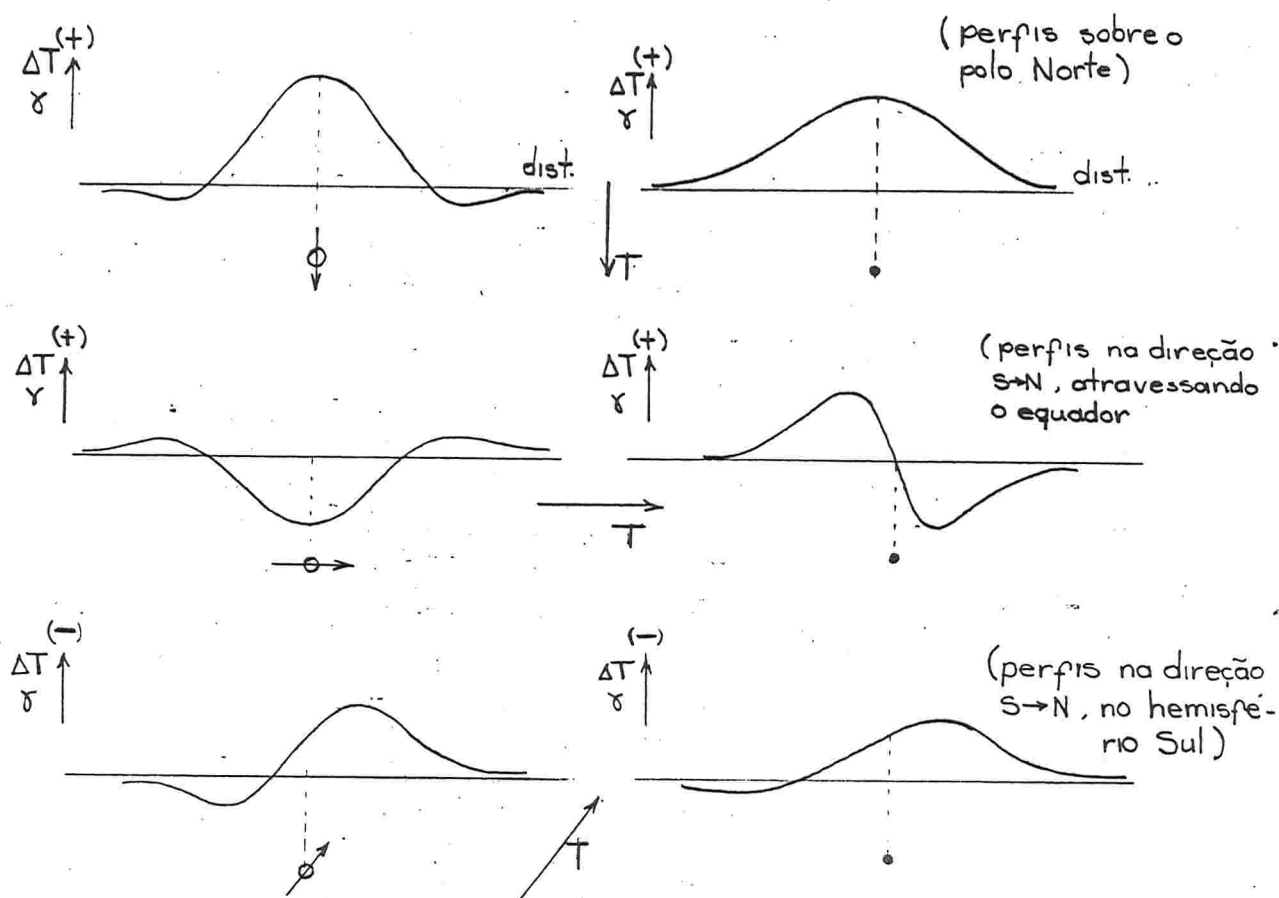


forma da anomalia  $\Delta T$  devido a ambos os parâmetros (1º e 2º parâmetros).

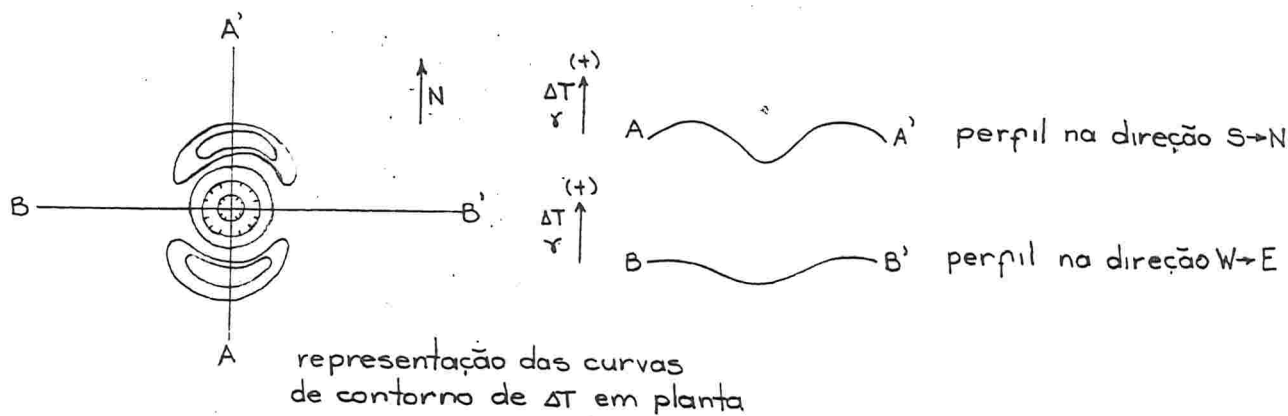
Obs: As figuras esboçadas anteriormente estão sem precisão quantitativa.

Compreende-se que as formas das anomalias  $\Delta T$  devidas a bipolos e monopolos, dependem da direção e do sentido do campo magnético terrestre, motivo pelo qual elas são, em geral, assimétricas. Haverá formas simétricas somente nos casos particulares em que o c.m. terrestre seja vertical (nos polos magnéticos da Terra), ou horizontal (no equador magnético da Terra).

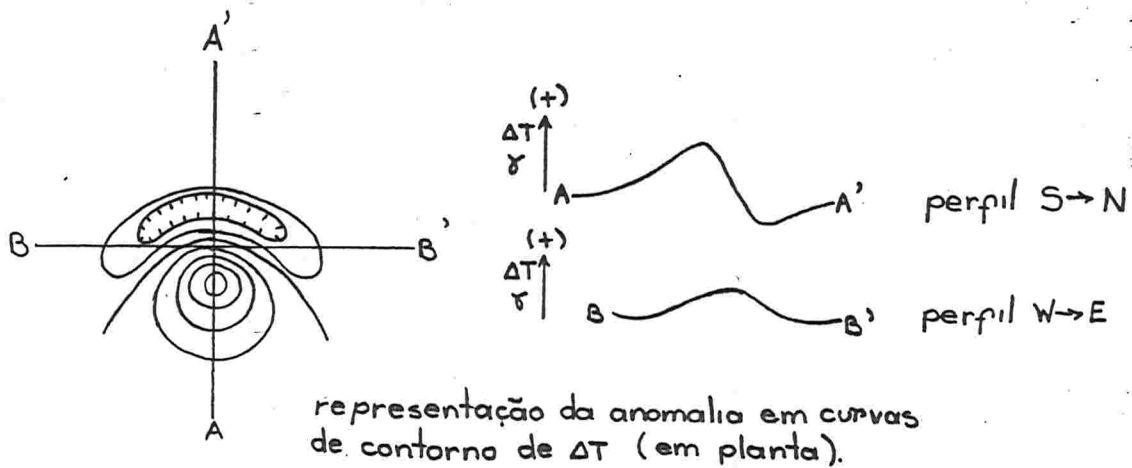
Formas das anomalias  $\Delta T$  devidas ao bipolo e ao monopolo para diversas atitudes do campo  $F$  (c.m. terrestre) indutor:



- Bipolo e campo indutor  $\vec{T}$  horizontais (sobre o equador magnético).



Bipolo e campo  $\vec{F}$  indutor com inclinação de  $-60^\circ$  (no hemisfério Sul)



#### 2.10.4 - Anomalias do campo total produzidas por corpos ou estruturas geológicas

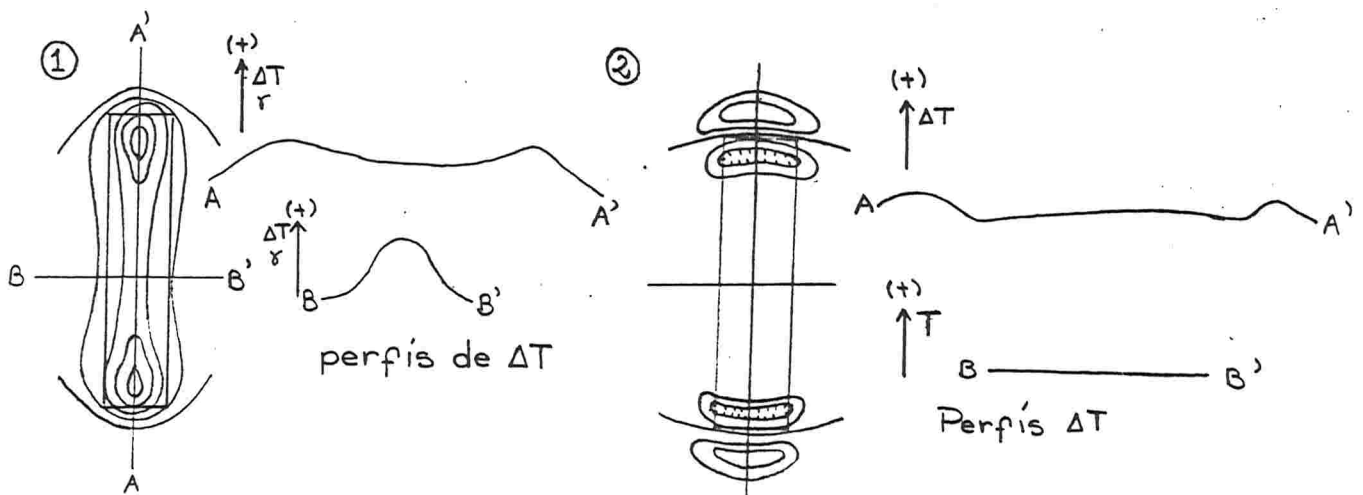
Para a compreensão dos efeitos devidos a corpos geológicos em geral, utiliza-se o recurso visto anteriormente de assimilá-los a formas simples, e considerar o magnetismo neles induzido como resultado de distribuição de monopolos ou dipolos.

##### 2.10.4.1 - Configuração das anomalias, como se apresentam em curvas de contorno da intensidade total do campo e, em perfil

Exemplos:

Mapas de curvas de contorno de  $\Delta T$  e perfis  $\Delta T$  sobre corpos de forma prismática.

Prisma vertical, campo  $\vec{F}$  vertical



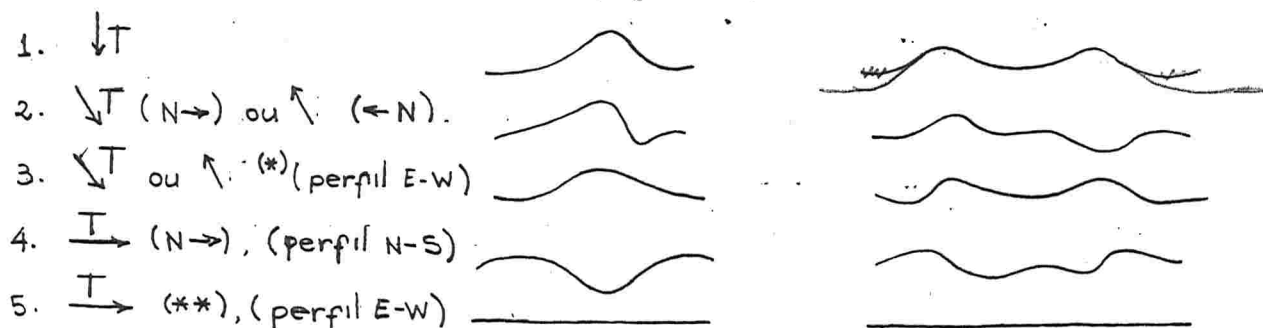
Mapa de curvas de contorno de  $\Delta T$

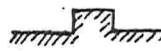
Mapa de curvas de contorno de  $\Delta T$


- (1) Efeitos devidos à distribuição uniforme de bipolos elementares, com direção vertical [polos (-) distribuídos na base superior e polos (+) distribuídos na base inferior];
- (2) Efeitos devidos à distribuição uniforme de monopolos elementares [polos (+) distribuídos na face norte do prisma e polos (-) distribuídos na face sul].

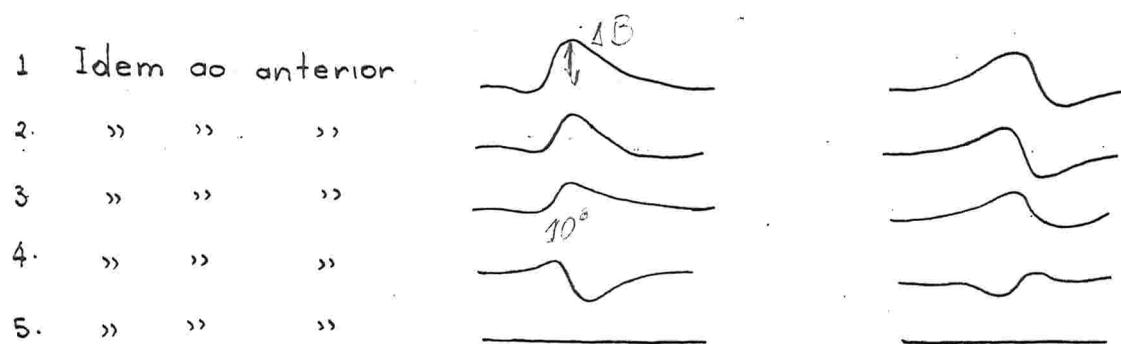
- Formas típicas de anomalias do campo total para diversos corpos geológicos (esboçadas sem precisão quantitativa).

Modelos de corpos geológicos com comprimento  $\approx \infty$ , perpendiculares ao plano do papel (do desenho), exceto os modelos esférico e cilindro vertical. Referência: Breiner, S - 1973.



  
anticlinal ou cumeada  
(cilindro horizontal)

  
"sill" ou derrame  
vulcânico



  
dique mergulhando



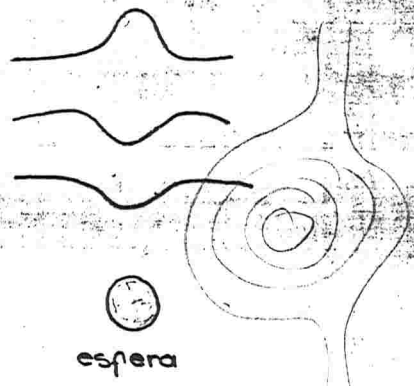
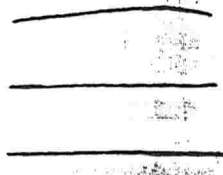
  
superfície em  
oclive suave

  
esfera

3. Idem ao anterior

4. " " "

5. " " "



superfície em aolive suave

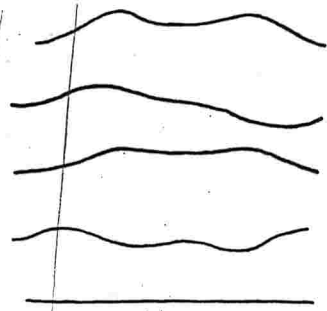
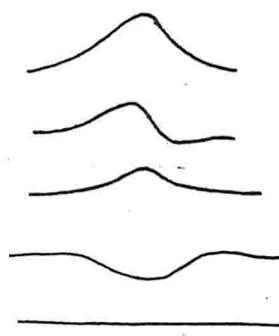
1. Idem ao anterior

2. " " "

3. " " "

4. " " "

5. " " "



dique (tabular-vertical)

dique espesso

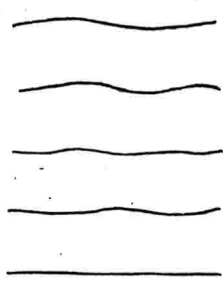
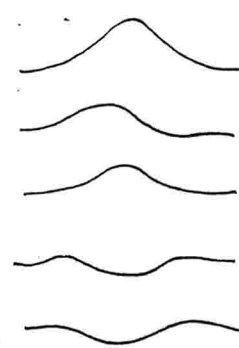
1. Idem ao anterior

2. " " "

3. " " "

4. " " "

5. " " "



Intrusão c/ pequena espessura (cilindro vertical)

falha (numa unidade rochosa)

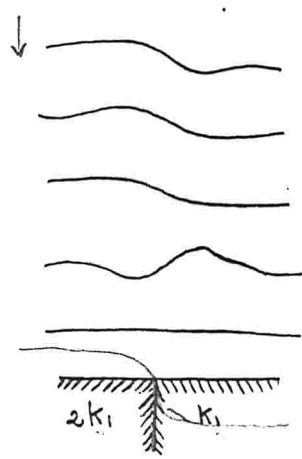
1. Idem ao anterior

2. " " "

3. " " "

4. " " "

5. " " "

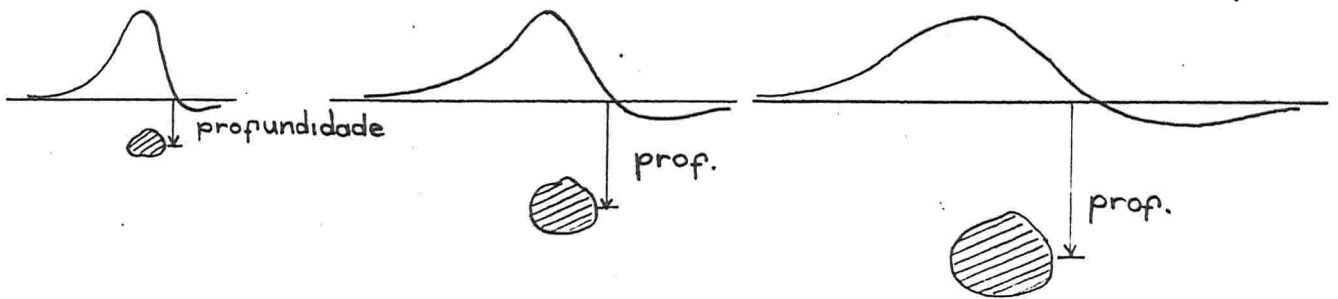


falha (interseccionando duas unidades rochosas)

OBSERVAÇÕES:  
 (\*) em 3, a projeção do campo F no plano do desenho é vertical.  
 (\*\*) em 5, o campo F é normal ao plano do desenho.

### 2.10.4.2 - Efeito da profundidade nos gradientes ou nas amplitudes das anomalias

Como acontece em geral com anomalias geofísicas, as anomalias ampliam-se, isto é, seus gradientes diminuem com o aumento da profundidade do corpo ou estrutura causadora da anomalia, conforme mostra a figura seguinte:



- Estudos analíticos permitem o estabelecimento de regras e modelos para estimar profundidades a partir da anomalia observada, com base na presuposta forma e atitude da estrutura causadora da anomalia, da atitude do campo magnético terrestre  $\vec{F}$  na região do levantamento, e nas posições relativas do perfil em relação ao campo  $\vec{F}$ .

Essas regras e modelos podem ser classificados:

a) Regras de meia amplitude (Exemplos:)

- Para campo  $\vec{F}$  vertical:

- Para esfera (bipolo):

$$Z = 2 \cdot X_{\frac{1}{2}}$$

- Para cilindro vertical

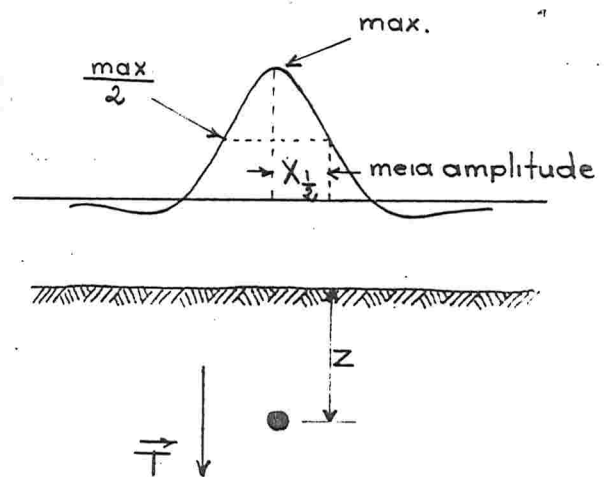
(monopolo):

$$-Z = 1,3 \cdot X_{\frac{1}{2}}$$

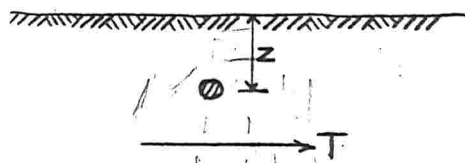
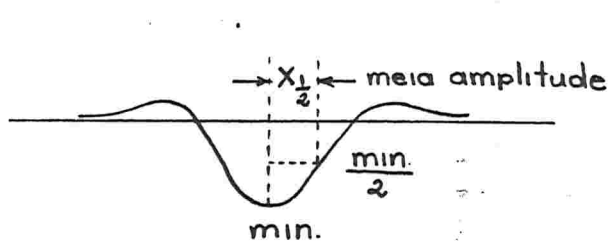
- Topo de um dique de pequena espessura (linha de monopolos):

$$-Z = X_{\frac{1}{2}}$$

- Cilindro horizontal (linha de bipolos):  $-Z = 2 \cdot X_{\frac{1}{2}}$



- Para campo F horizontal (regiões equatoriais)

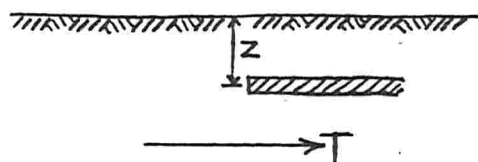
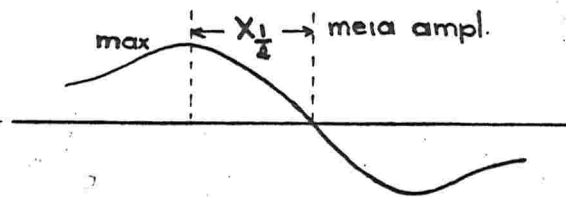


- Esfera (bipolo):

$$Z = 2,5 \cdot X_{\frac{1}{2}}$$

- Cilindro E-W (linha de bipolos):

$$Z = 2 \cdot X_{\frac{1}{2}}$$



- Cilindro N-S (monopolo):

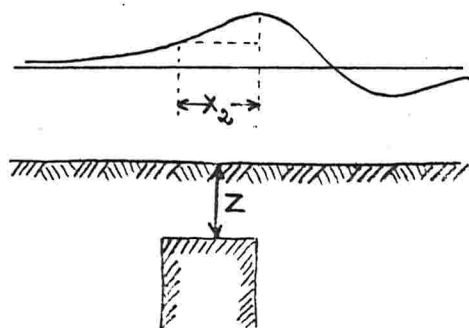
$$Z = 1,3 \cdot X_{\frac{1}{2}}$$

- Topo de corpo tabular (linha de monopolos):

$$Z = X_{\frac{1}{2}}$$

b) Regras do gradiente horizontal da anomalia, ou dos declives.

São regras, em parte, estabelecidas empiricamente, admitindo muitas variantes. Exemplos:



$$Z = k \cdot X_2 \quad 0,5 < k < 1,5$$

c) Estimativas baseadas em modelos matemáticos, comportando duas variantes:

- Primeira variante: Mediante prévio exame da anomalia observada, é presumida sua origem. Após, é calculada uma anomalia segundo o modelo presumido. Mediante tentativa, variando os parâmetros determinantes, procura-se obter uma anomalia calculada que se ajuste à observada. Obtido o ajustamento, o modelo utilizado (com os parâmetros respectivos), forne

ce a informação com respeito à profundidade e outras características da estrutura. Modernamente essa técnica é aplicada com o uso de computadores.

- Segunda variante: Após presumido um ou mais modelos, procura-se ajustar a anomalia observada em modelos calculados e publicados, sob a forma de ábacos ou de programas de computador. Essas técnicas modernas levam à interpretação automatizada.

Esses métodos de interpretação são encontrados na literatura especializada referida, cabendo a um curso de geofísica, a nível de graduação, o conhecimento em caráter apenas informativo da existência dessas técnicas.

## 2.11 - Aplicação dos métodos magnetométricos em geologia e em engenharia de minas

Aplicações dos métodos magnetométricos, com interpretação, encontram-se na literatura referida, sendo apresentados em aula os exemplos representativos (originais ou publicados).

Concluindo o estudo desses métodos, resumiremos as informações fornecidas de forma esparsa no decorrer desse capítulo, quanto a sua aplicabilidade.

### - Aplicações para estudos geológicos

Fornecem informações com respeito a falhamentos, intrusões ígneas (corpos hipoabissais de diabásio), morfologia e profundidade do embasamento cristalino, contatos, etc.

Dos resultados dos levantamentos magnetométricos, aerotransportados ou no terreno, representados sob a forma de curvas de contorno da intensidade de campo, é possível definir-se unidades geológico-estruturais e ainda indícios de mineralização.

A qualidade dessas informações geológicas, aliada ao baixo custo relativo dos levantamentos magnéticos, e do alcance em profundidade praticamente ilimitado, torna esse método quase univer-



salmente utilizado nas primeiras fases da prospecção (fases de reconhecimento), isoladamente ou em conjunto com outros métodos geofísicos e geoquímicos. Assim:

- Aplicação para prospecção de minérios metálicos e não metálicos:

É o método de reconhecimento geofísico mais utilizado, detectando diretamente indícios de mineralização com alta susceptibilidade magnética, ou indiretamente, detectando mineralização associada (Ex: efeitos de alteração hidrotermais), corpos de rochas ou estruturas capazes de controlarem mineralizações. Desse modo, é capaz de identificar maciços ultrabásicos associados a mineralizações de níquel, cobre e outros metais, assim como indícios de estruturas capazes de controlarem acumulações de hidrocarbonetos. É indicado para indicar presença de intrusões hipo abissais de rochas básicas (diques e sills de diabásio), importante para estudos de bacias carboníferas. Adapta-se para levantamentos em regiões planas ou montanhosas; favoráveis para prospecção de minérios metálicos e não metálicos, assim como para levantamentos aéreos sobre a plataforma marítima continental (importante para prospecção de petróleo). Na pesquisa de detalhamento de minérios metálicos com outros métodos geofísicos, quase sempre métodos magnéticos são utilizados conjuntamente.

De outro lado, é pouco apropriado para a pesquisa de água subterrânea, embora possa dar informações com respeito à morfologia do embasamento cristalino das bacias sedimentares condicionantes. Nesse particular, os métodos gravimétricos são mais utilizados (adaptados). Com respeito a esse problema, as informações da magnetometria indicam melhor as heterogeneidades do embasamento cristalino do que sua morfologia.

Sua aplicação em áreas densamente povoadas e edificadas, ou em minas, é prejudicada por interferências anômalas devidas a estruturas ou armaduras metálicas, linhas de transmissão de eletricidade, e de transporte.

As informações da magnetometria são incompatíveis com pesquisa geotécnica (estudo de fundações, qualidade e alterações do



## BIBLIOGRAFIA

## - Capítulo 1: Métodos Diretos e Indiretos de Prospecção

## - Métodos geofísicos e geoquímicos

- 1) Parasnis, D.S. Mining Geophysics. 1966.
- 2) Dobrin, M.D. Introduction to Geophysical Prospecting. 1963.
- 3) Jakosky, J.J. Exploration Geophysics. 1955.
- 4) Heiland, C.A. Geophysical Exploration. 1963.
- 5) Hawkes, H.E. & Webb, J.S. Geochemistry in Mineral Exploration. 1962.
- 6) Branco, J.J. Prospecção Geoquímica. 1959.
- 7) Eros. Resources Observations System Program - USGS. 1971.
- 8) Fischer, W.A. Status of Remote Sensing - USGS. 1972.
- 9) Mc Donald, R.B. A Look Ahead. Purdue University - Lars In formation. Note 100570. 1972.
- 10) Kužvart, M. & Böhmer, M. Prospecting and Exploration of Mineral Deposits. Czechoslovak Academy of Sciences. 1978.
- 11) Cummins, A.B. SME - Mining Engineering Handbook. 1973.
- 12) Campbell, D.L. USGS - Revista Mining Engineering - SME. of AIME fev. 1977
- 13) Carrano, C. C. et al - Curso de Extensão em sensoramento remoto - UFRGS - 1983 (apostila)

## - Capítulo 2: Métodos Magnéticos

- Campbell, DL →
- 1) Parasnis, D.S. Mining Geophysics. 1966.
  - 2) Dobrin, M.D. Introduction to Geophysical Prospecting. 1963.
  - 3) Society of Exploration Geophysicists. Mining Geophysics. 1969.
  - 4) Jakosky, J.J. Exploration Geophysics. 1955.
  - 5) Heiland, C.A. Geophysical Exploration. 1963.
  - 6) Breiner, S. Geometrics - Applications Manual for Portable Magnetometers. 1973.

→ Campbell, David L. ; Ballantyne, Edwin J. Jr; Heintemeier, Samuel H. ; Wiggins, Ralph - Manual of geophysical Hand-calculator Programs, HP Volume - Society of Exploration Geophysicists - USA 1981

- 7) Haalck, F. A Torsion-Magnetometer for Measuring The Vertical Component of The Earth's Magnetic Field - Geophysical Prospecting. vol IV (1956), nº 4.
- 8) Giret, R.I. Some Results of Aeromagnetic Surveying With a Digital Cesium Vapor Magnetometer - CSG. 1964.
- 9) Cnebs, T. J. - Moderate increase again reported in geophysical activity - Rev. Mining Engineering - SME-AIME maio 1982
- 10) Lewis, Alvin (associate editor) - New directions in exploration: Geo-Physics - Rev. Engineering and Mining Journal agosto setembro 1982
- 11) Davino, André - Glossário de geofísica aplicada - Rev. Mineração e Metalurgia - fevereiro 1976

### 3 - MÉTODO GRAVIMÉTRICO

#### 3.1. Fundamentos físicos

O método gravimétrico fundamenta-se na medida do campo gravitacional da Terra, através das medidas de parâmetros como:

- Valor absoluto ou valor relativo da componente vertical da intensidade da força de gravidade ( $g$  ou  $\Delta g$ ), ao longo de um perfil ou em área, numa malha de medidas;
- Gradiente da componente vertical da intensidade da força da gravidade, ao longo de um perfil;
- Curvatura diferencial da superfície equipotencial ~~da intensidade da gravidade~~ da intensidade da gravidade em pontos de um perfil ou de uma área.

→ Assim, o método gravimétrico fundamenta-se em medidas da intensidade da força de gravidade, ou de outras grandezas a ela relacionadas.

Dessa maneira, o método gravimétrico detecta e mede variações laterais (em perfil ou em área) do campo gravitacional da Terra. Evidencia variações do campo gravitacional, conseqüentes dos contrastes nas densidades das rochas, ocorrendo na crosta terrestre, relativamente próximos à superfície da Terra.

Essas variações são denominadas anomalias, sendo conseqüência de contrastes de densidades das rochas subjacentes. Observe-se que, com o método gravimétrico, não mede-se densidades das rochas, mas sim anomalias devidas às densidades das rochas (para que haja anomalia é necessário que exista descontinuidade, ou contraste, de densidade).

Tais anomalias, em geral, são muito pequenas quando comparadas com os valores normais do campo gravitacional, podendo ser da ordem de  $1 \times 10^{-7}$  do valor do mesmo. Comparando essa relação com medidas de altimetria em Topografia, significaria apreciar, "sentir", diferenças de nível de 0,1 mm na medida de um alinhamento com um (1) quilômetro de comprimento.

Essa imagem nos leva a concluir quão grande são a sensibilidade e a precisão exigidas nos aparelhos utilizados em gravimetria.

Observe-se que nos métodos magnéticos, o máximo teórico útil de sensibilidade de um magnetômetro é de um (1) gama, para medir um campo magnético cujos valores normais são de 60000 à 30000 gamas, ou seja, uma relação da ordem de 6 a  $3 \times 10^{-4}$ .

O estudo do campo gravitacional fundamenta-se na equação de Newton (1642-1727, estabelecida com base nas leis dos movimentos dos planetas devidas a Kepler):

$$F = G \cdot \frac{M \cdot m}{r^2}, \text{ sendo:}$$

M: massa da Terra, em gramas;

m: massa, em gramas, sujeita à ação do campo gravitacional terrestre;

r: distância, em cm, entre os centros de gravidade das massas;

F: força, em dina no sistema CGS;

G: constante de gravidade universal.

Observe-se que em gravimetria a força é sempre atrativa, e não atrativa ou repulsiva como acontece em magnetometria:

G = Força de atração entre duas massas de 1 grama, distantes entre si de um cm, dada em dinas.

- Intensidade do campo gravitacional da Terra é a força devida a esse campo, à qual está sujeita uma grama colocada no ponto considerado.

Observe-se que a intensidade da gravidade é constante para um ponto determinado, enquanto que a intensidade magnética (parâmetro de magnetometria) é variável. (\*)

- Intensidade do campo gravimétrico da Terra:

$$\frac{F}{m} = G \cdot \frac{M}{r^2} = g = \text{força gravitacional exercida sobre 1 grama, a qual ocasiona a aceleração da gravidade, que é dada em cm/s}^2.$$

g dada em dina é numericamente igual a g dada em  $\text{cm/s}^2$  (aceleração da gravidade causada pela força). g vale aproximadamente  $980 \text{ cm/s}^2$ , ou 980 dina/grama, ou ainda, 980 gal.

(\*) Na realidade a intensidade de gravidade tem uma pequena variação no tempo, devido ao efeito de marés, a qual é desconsiderada na prática.

Dessa forma,  $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ , numericamente igual a 1 dina/1 grama.

Gal = unidade de aceleração da gravidade (denominação em homenagem a Galileu).

Em geofísica (em gravimetria) é usado o submúltiplo mGal =  $0,001 \text{ cm/s}^2$ .

$g$  dado em mGal, em Gal ou em  $\text{cm/s}^2$ , ou ainda em dina/grama, é a medida do campo gravimétrico terrestre, sendo constante num determinado ponto da superfície da Terra.  $g$  varia de aproximadamente 978 Gal no equador terrestre à aproximadamente 983 Gal nos polos. <sup>Em princípio.</sup> É sempre ~~positiva (por convenção), significando a ação de uma força atrativa.~~ *Cad geofísica essa força é considerada, por convenção, sempre positiva, embora signifique uma força atrativa.*

### 3.2 - Causas da variação de $g$ na superfície da Terra

$g$  varia de um ponto a outro na superfície da Terra, sendo causas das variações:

a) Efeitos de montanhas, vales, ou do relevo em geral, isto é, efeitos da topografia do terreno.

b) Efeitos da força centrífuga, devida à rotação da Terra, ocasionando as variações com a latitude, distinguindo-se:

- devidas às variações da força centrífuga;
- devido ao achatamento e à forma do geóide (da Terra).

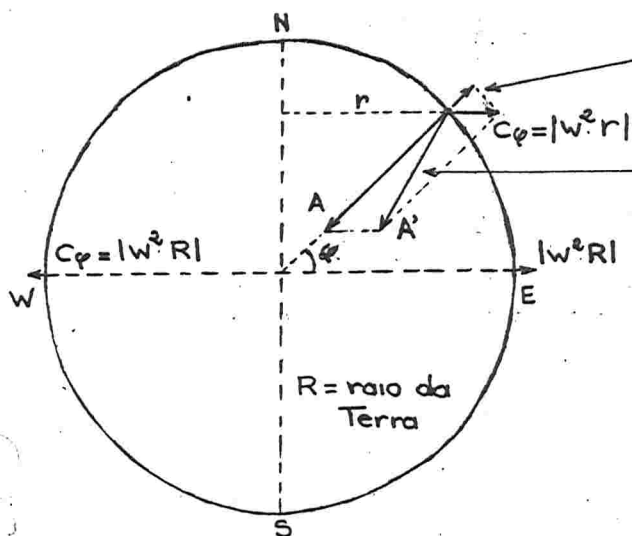
c) Efeitos devidos à falta de homogeneidade da constituição da crosta terrestre, isto é, devidos à variação das densidades das rochas constituintes.

Estes últimos efeitos fundamentam a aplicação em prospecção geofísica.

Variações de  $g$  com a topografia serão vistas juntamente com as correções aplicadas nos levantamentos com gravímetro.

- Variações de  $g$  com a latitude (item b, acima)

Preliminarmente supõe-se a Terra com forma esférica, conforme a figura da página seguinte:



Componente de  $C_\varphi$  opondo-se à força de gravidade =  $C_\varphi \cdot \cos\varphi$

Vetor efetivo da gravidade.

Força centrífuga atuando sobre uma massa  $m$  no ponto considerado =  $m w^2 r$ , sendo  $w$  a velocidade angular de rotação da Terra no ponto considerado.

Fazendo  $\bar{m} = 1$  grama, tem-se:

$C_\varphi = 1g \cdot w^2 r = |w^2 r|$ , onde,  $C_\varphi$  = Força centrífuga atuando em 1 grama, no ponto considerado;

$A$  = Força de gravidade atraindo 1 grama, no ponto considerado, devido à massa  $M$  da Terra;

$A'$  = Força que efetivamente atrai 1 grama, no ponto considerado, por efeito de  $\vec{C}_\varphi$  atuando simultaneamente com  $\vec{A}$ .

- Nos polos:  $C_\varphi = \text{zero}$

- Sobre o equador:  $C_\varphi = |w^2 R|$

$$\vec{g}_{\text{equador}} = \vec{A} - \vec{C}_{\text{equador}} \quad ; \quad |g_{\text{equador}}| = |A| - |C_e|$$

$$\vec{g}_{\text{polo}} = \vec{A}$$

$$\vec{g}_{\text{na latitude } \varphi} = \vec{A} - \vec{C}_\varphi \quad ; \quad |g_{\text{na latitude } \varphi}| = |A| - |C_\varphi \cos\varphi|$$

Chamando-se  $\frac{g_{\text{polo}} - g_{\text{equador}}}{g_{\text{equador}}} = B$ , no caso em que a Terra fosse esférica ou achatada nos polos, demonstra-se que:

$$g_{\text{na lat. } \varphi} = g_{\text{equador}} (1 + B \cdot \sin^2 \varphi) \quad (\text{ver demonstração em nota na página seguinte})$$

-  $B$  é um parâmetro exprimindo o achatamento teórico da Terra.

Porém, medidas geodésicas de  $g$  evidenciam que seu real valor afasta-se do previsto na expressão acima ( $g_{\text{na lat. } \varphi}$ ), concluindo-se que a forma da Terra é peculiar, sendo denominada "forma de geóide".

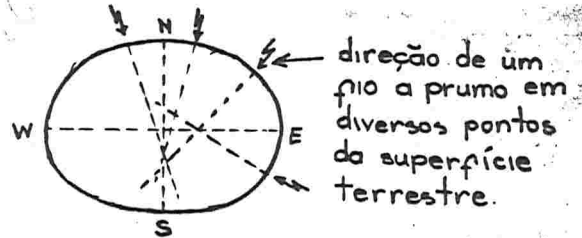
Valores observados (por medidas geodésicas) de  $g$ :



Para  $\varphi = 0^\circ$ ,  $g = 978,046$  dinas

Para  $\varphi = 45^\circ$ ,  $g = 980,628$  dinas

Para  $\varphi = 90^\circ$ ,  $g = 983,223$  dinas



Nota: Demonstração de  $g_\varphi = g_e (1 + B \cdot \text{sen}^2 \varphi)$

Da figura:

$$g_{\text{equador}} = A - C_{\text{equador}} \quad \therefore \quad A = g_e + C_e \quad (1)$$

$$g_{\text{polo}} = A \quad \therefore \quad g_p - g_e = C_e \quad (2)$$

$$\text{Na latitude } \varphi: \quad r = R \cdot \cos \varphi;$$

$$C_\varphi = \omega^2 \cdot r = \omega^2 \cdot R \cdot \cos \varphi = C_e \cdot \cos \varphi$$

A componente da força centrífuga, diretamente oposta à gravidade, na latitude  $\varphi$ , é:  $C_\varphi \cdot \cos \varphi = C_e \cdot \cos^2 \varphi$

$$\text{Assim,} \quad g_\varphi = A - C_e \cdot \cos^2 \varphi$$

Substituindo o valor de  $A$  da equação (1):

$$g_\varphi = g_e + C_e - C_e \cdot \cos^2 \varphi = g_e + C_e (1 - \cos^2 \varphi)$$

$$g_\varphi = g_e + C_e \cdot \text{sen}^2 \varphi; \quad \text{substituindo } C_e \text{ pelo valor da eq. (2):}$$

$$g_\varphi = g_e + (g_p - g_e) \cdot \text{sen}^2 \varphi \quad \therefore \quad \frac{g_\varphi}{g_e} = 1 + \frac{g_p - g_e}{g_e} \text{sen}^2 \varphi;$$

$$\frac{g_p - g_e}{g_e} = B$$

$$g_\varphi = g_e (1 + B \cdot \text{sen}^2 \varphi)$$

- Variações devido à heterogeneidade da crosta terrestre

A densidade dos constituintes da crosta terrestre (rochas e minerais) é muito variável, conforme se verifica nos exemplos representativos seguintes:

Piroxenito	densidade média:	3,23	Rochas ígneas plutônicas
Sienito	" "	2,76	
Granito	" "	2,67	
Basalto	" "	2,30	Rochas ígneas efusivas
Riolito	" "	2,55	
Obsidiana	" "	2,30	

Anfibolito	densidade média: 2,95	
Gnaisse	" "	2,80
Quartzito	" "	2,55
Anhidrita	" "	2,90
Gipsum	" "	2,2 a 2,6
Calcário	" "	1,74 a 2,76
Arenito	" "	1,6 a 2,7
Argila	" "	1,3 a 2,4
Areia c/ argila	" "	1,7 a 2,2

Rochas metamórficas

Sedimentos químicos

Sedimentos detritícos, consolidados e inconsolidados

Em consequência:

Havendo diferenças de constituição na crosta terrestre, abaixo de diferentes pontos na superfície da Terra, deverá haver diferenças de  $\rho$  naqueles pontos devidos a essa heterogeneidade da crosta. Se essas diferenças de constituição (consequentemente de densidades) ocorrem à profundidades relativamente próximas da superfície, poderão ser detectadas em medidas de aparelhos suficientemente sensíveis.

- Variação de g no tempo

Conforme foi observado g não é absolutamente constante num ponto da superfície da terra, podendo variar de até 0,05 mgal/hora. Essa variação é devido atrações combinadas do sol e da lua atuando simultaneamente com atração devido massas da terra. São relacionadas com o posicionamento astronômico desses astros, sendo por isso variável no tempo. A variação é denominada efeito de marés, sendo entretanto desconsiderada por ser praticamente insignificante o seu valor. Em trabalhos de precisão excepcional, poderá ser corrigida utilizando-se tabelas publicadas anualmente.

3-3 - Aparelhos para medir a gravidade

Dois tipos de medidas são feitas da gravidade :

- Medida de seu valor absoluto - De interesse para fins científicos e geodésicos. Essas medidas podem ser obtidas com o pêndulo (conhecido do estudo da física), ou mediante observação da queda livre dos corpos. Este último procedimento foi descrito pela primeira vez em 1946, consistindo em fotografar a intervalos regulares a queda livre de uma régua graduada em uma câmara de vácuo.
- Medida do valor relativo da gravidade, significando medir diferenças do valor em relação a um ponto de referência. Esse tipo de medida é o que interessa a prospecção, podendo ser utilizados os aparelhos: pêndulo, balança de torção ou de Ebtvos e gravímetro.

3-3-1 - Pendulo

Pendulo foi utilizado por Bouguer numa expedição científica francesa no Peru em 1735-1743, objetivando determinar a forma da terra, mediante medidas do valor relativo da gravidade. Foi utilizado em prospecção para petróleo nos EEUU no período de 1930-1935. Desde então foi definitivamente abandonado seu uso em prospecção.

O princípio de medida (conhecido do estudo da física) baseia-se na equação do pendulo simples ou matemático.

$$g = \frac{4\pi l}{T^2}$$

, sendo T= período de oscilação

l= comprimento ou distância do suporte

ao centro da massa oscilante ( praticamente pontual ).

Com o pendulo aperfeiçoado são possíveis medidas do valor absoluto de g com precisão de 1 mgal , e do valor relativo de 0,1 mgal.

Observa-se que os modernos gravímetros permitem precisão na medida de valores relativos de g de até 0,01 mgal. Essa melhor precisão dos gravímetros, é um dos motivos do aboletismo dos pendulos em prospecção.

3-3-2 - Balança de torção ou de Eötvös

O protótipo desse aparelho foi construído em 1888 pelo físico barão húngaro Von Eötvös, para fins científicos. Seu uso para prospecção foi sugerido na Hungria em 1917, tendo sido utilizado para determinar um domo salino na Alemanha em 1919. Foi introduzido na pesquisa do petróleo nos EEUU em 1922 e, em 1925 operavam 40 equipes naquele país. Foi muito utilizada e desenvolvida a técnica de prospecção com a balança de torção até meados da década de 1930, tendo sido utilizada nessa época no Brasil nos trabalhos do DNPM pioneiros para pesquisa de petróleo ( Ref. Amaral, I.C. 1936 ). Após a segunda guerra mundial tornou-se obsoleta, em consequência do desenvolvimento dos gravímetros.

Apesar de obsoleta, merece menção e conhecimento à nível de noções, pelo que representou nos trabalhos de prospecção de petróleo (ainda em parte atuais) e, pela que representa a sua teoria, no desenvolvimento das técnicas de interpretação em gravimetria.

A qualidade dos parâmetros medidos com a balança de torção é superior para efeito de interpretação aos obtidos com gravímetro, e a precisão é equivalente. A superioridade do gravímetro, reside na economia, pois permite muito maior facilidade e velocidade de operação, com custo menor. Observe-se que as mais modernas balanças de torção requeriam um mínimo de três horas para levantar um ponto ou estação; enquanto que gravímetros, requerem poucos minutos; sem contar o trabalho de instalação na estação, de algumas horas para a balança, e insignificante para o gravímetro.

A balança de torção de Eötvös, constitui um desenvolvimento da balança de Cavendish, com a qual o físico Cavendish determinou a constante de gravitação universal em 1797.

As figuras seguintes dão uma idéia do princípio de funcionamento de uma balança de torção, comparando-a com a balança de Cavendish conhecida do estudo da física.

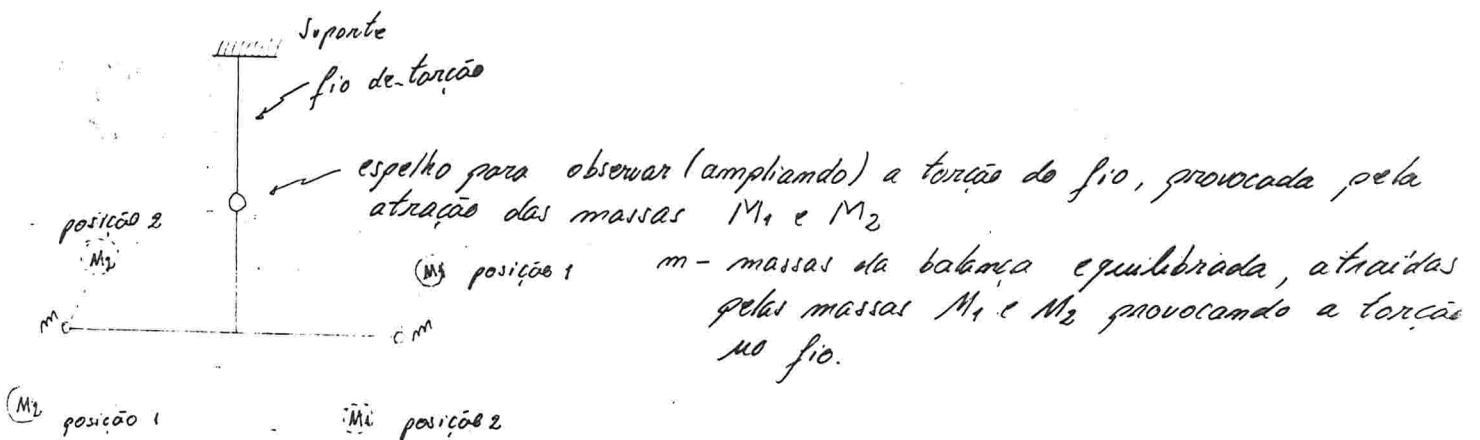
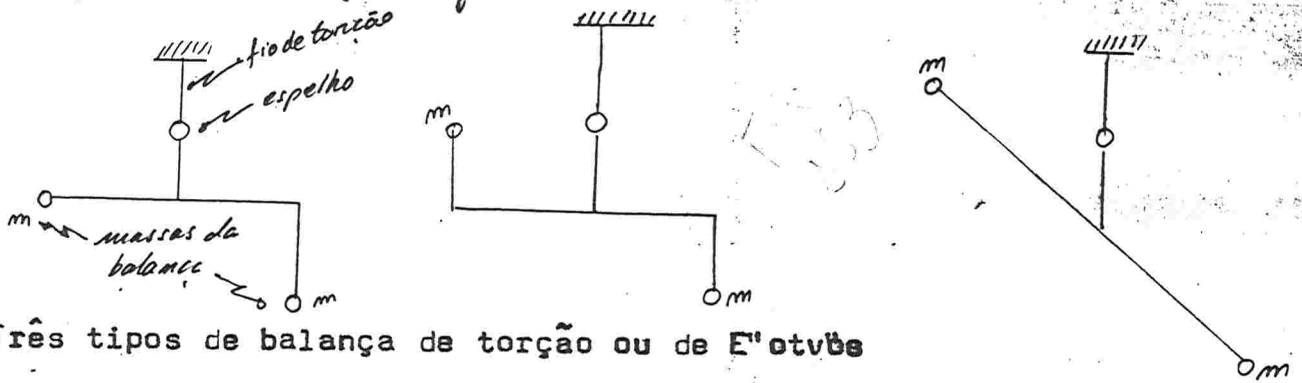
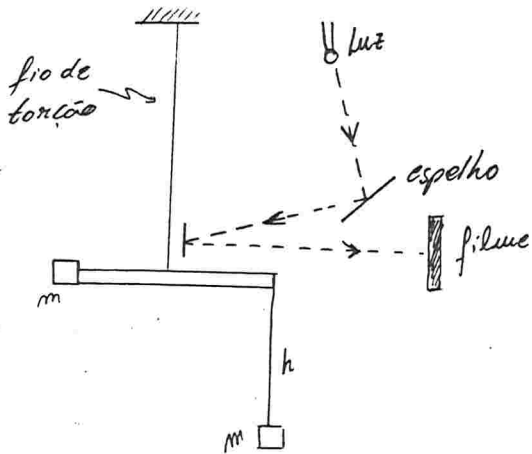


Figura acima:  
 Balança de Cavendish e dispositivo para medir G ( Constante de gra-  
 vitação Universal ) - *Figura anterior*

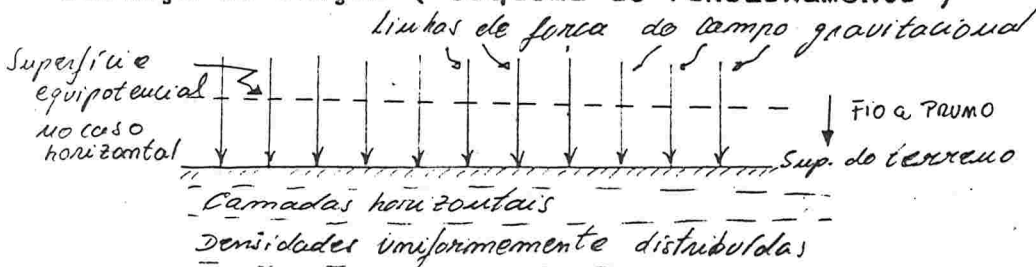


Três tipos de balança de torção ou de Eötvös

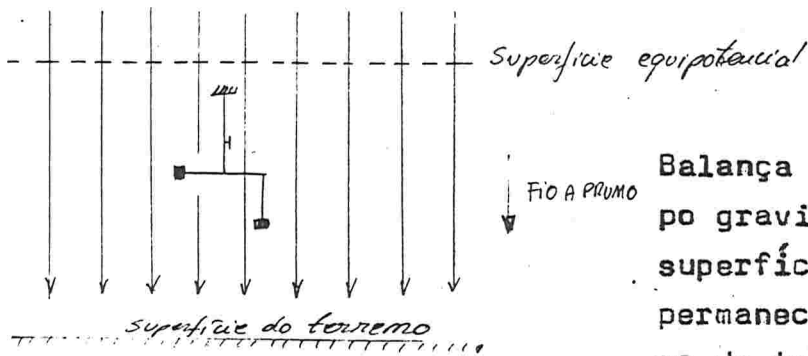


A modificação em relação a balança de Cavendish, de colocar as massas  $m$  em diferentes alturas, possibilita medir o gradiente de  $g$ .

Balança de torção ( esquema de funcionamento )

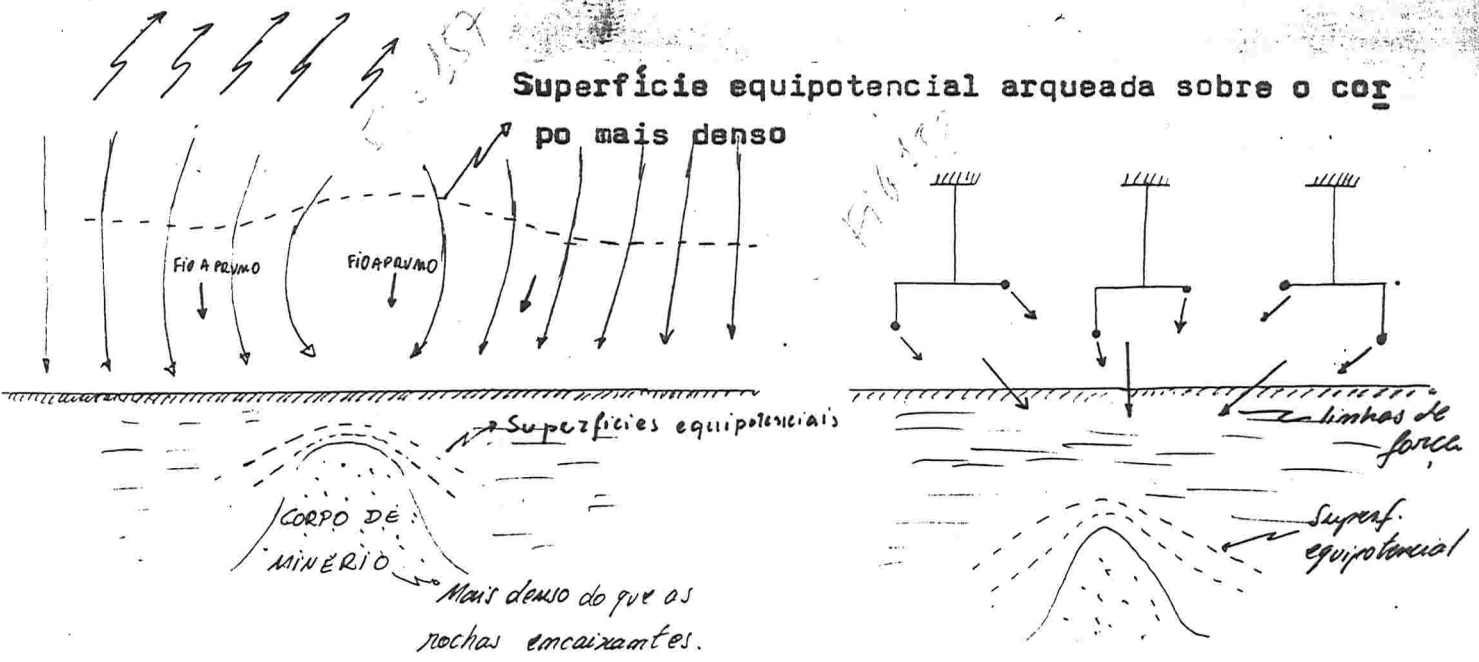


Campo gravitacional uniforme, com as linhas de força verticais e paralelas, todas normais à superfície equipotencial horizontal.



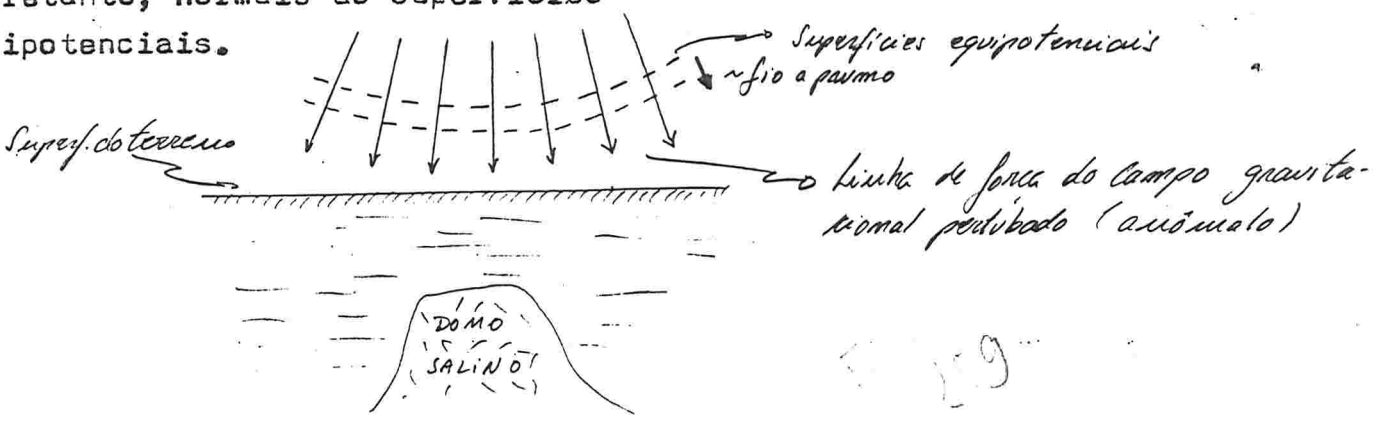
Balança de torção colocada num campo gravitacional uniforme, com a superfície equipotencial horizontal permanece em equilíbrio sem esforço de torção no fio ( não há anomalia ) .

Linhas de força do campo gravitacional perturbado (anômalo)



Perturbação do campo gravitacional ocasionado pela ocorrência de um corpo com densidade superior a densidade das rochas encaixantes: superfícies equipotenciais arqueiam-se sobre a massa mais densa; as linhas de força afastam-se da vertical, convergindo para o centro de gravidade da massa, permanecendo entretanto, normais às superfícies equipotenciais.

A balança de torção colocada em diversos pontos do campo perturbado. Suas massas são solicitadas por forças que dão origem à pares de torção, provocando torção do fio.



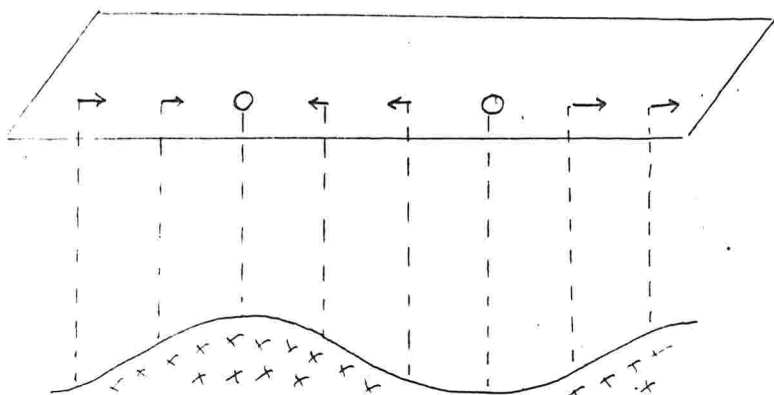
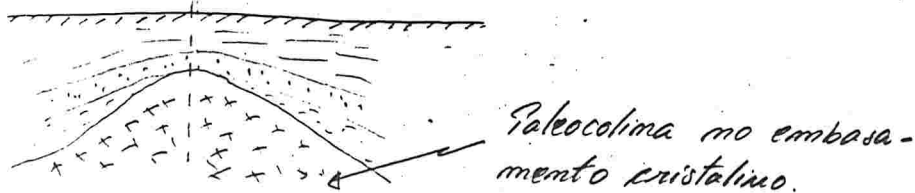
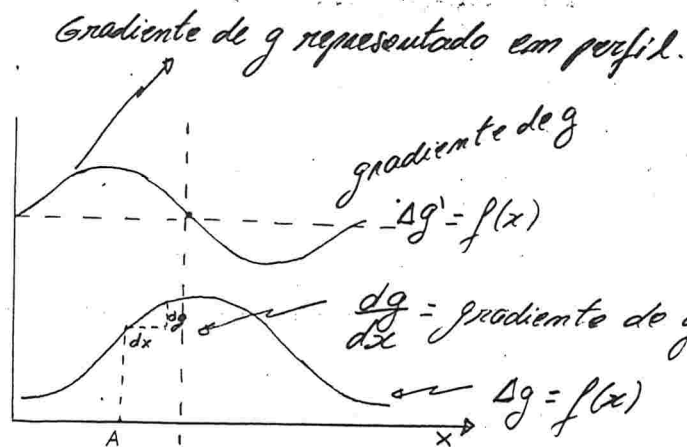
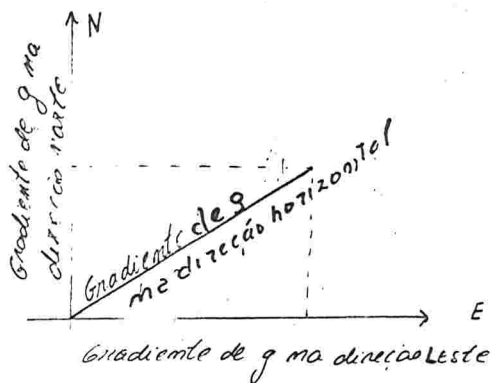
Perturbação do campo gravitacional provocada pela presença de um corpo com deficiência de densidade em relação as densidades das rochas encaixantes.

A balança é instalada na estação, de modo que o braço é posicionado sucessivamente e automaticamente, na direção de um mínimo de 5 azimutes diferentes. Mede-se rigorosamente a torção sofrida pelo fio nessas diferentes posições. Com base numa teoria de alguma complexidade, a qual pode ser vista na bibliografia referida, pode-se calcular os seguintes parâmetros característicos do campo gravimétrico terrestre na estação onde foi instalada a balança.

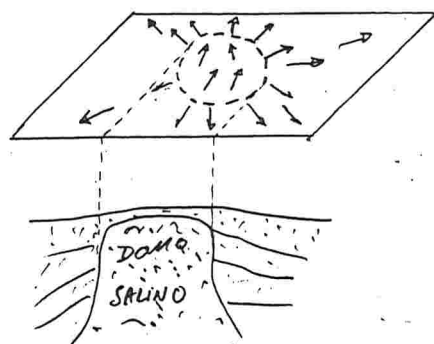
- Gradiente da intensidade da gravidade (representada por um vetor)
- Curvatura da superfície equipotencial (representada por uma grandeza escalar)
- Direção de menor curvatura da superfície equipotencial.

Significado dos parâmetros medidos pela balança de torção :

- Gradiente de intensidade de gravidade



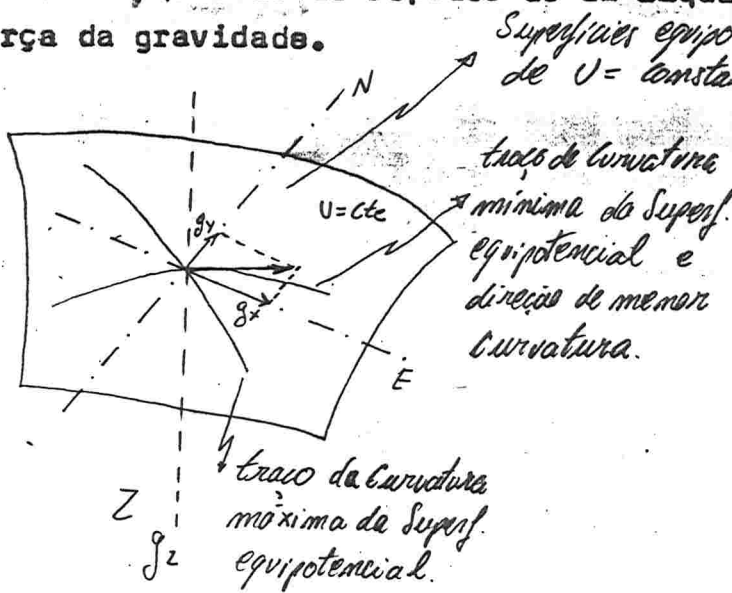
Gradientes de g sobre paleocolimas e paleovales graníticos do embasamento cristalino representados em planta por vetores.



Gradientes sobre um domo de sal representados em planta por vetores radiais divergentes, apontando para os sedimentos encaixantes mais densos

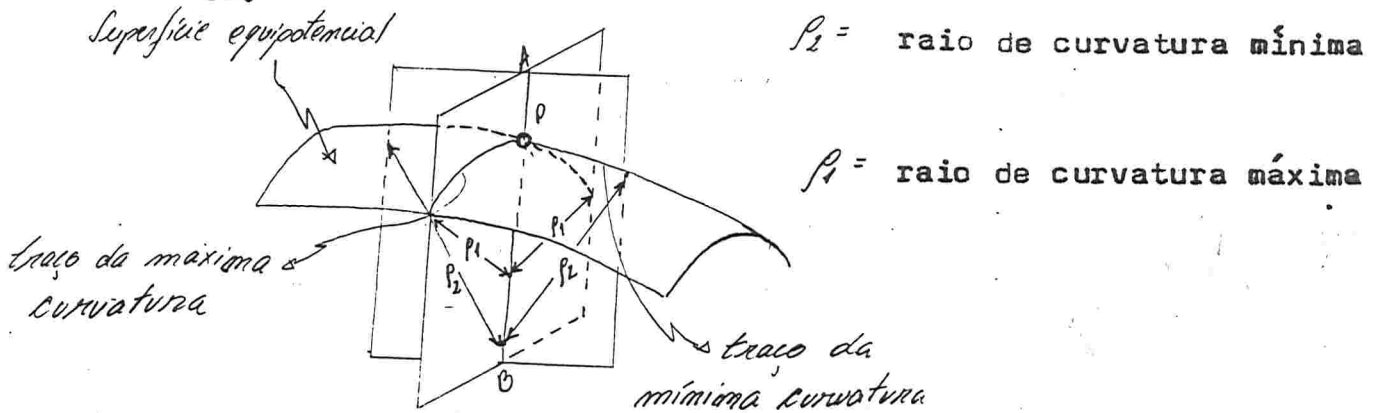
- Curvatura da superfície equipotencial.

- A idéia de uma superfície equipotencial pode ser materializada com a superfície de repouso de um líquido (como a água), submetido à força da gravidade.



Superfície equipotencial e curvatura

Curvatura em dois planos AB, cujo traço na superfície equipotencial é o ponto P; os planos A e B são perpendiculares entre si.



$R =$  Curvatura diferencial = grandeza escalar que expressa o contraste de curvatura da superfície equipotencial.

$$R = g \left( \frac{1}{p_{\min}} - \frac{1}{p_{\max}} \right)$$

$R =$  raio de curvatura da superfície equipotencial

$p_{\min} =$  mínimo raio de curvatura

$p_{\max} =$  máximo " " "

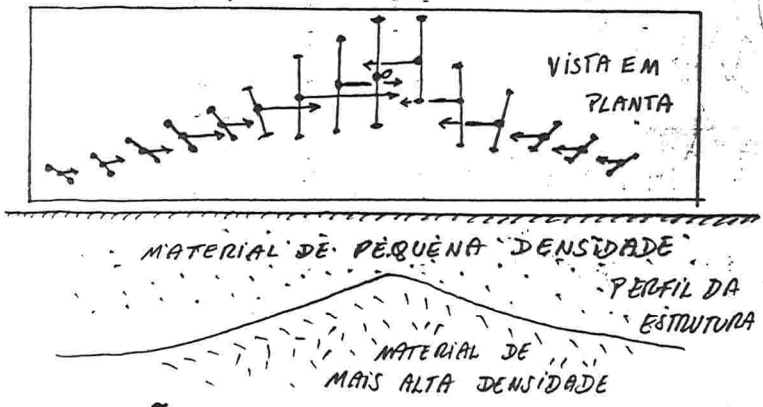
- R expressa o contraste de curvatura da superfície equipotencial sobre o ponto da estação. É uma grandeza escalar.
- A balança de torção colocada sobre um ponto da superfície equipotencial sofre torção, e o seu braço tende a se colocar paralelo à direção da menor curvatura.
- O parâmetro curvatura é representado convencionalmente em planta por um segmento cujo comprimento é proporcional a grandeza R, e cuja direção é indicativa da direção da estrutura.



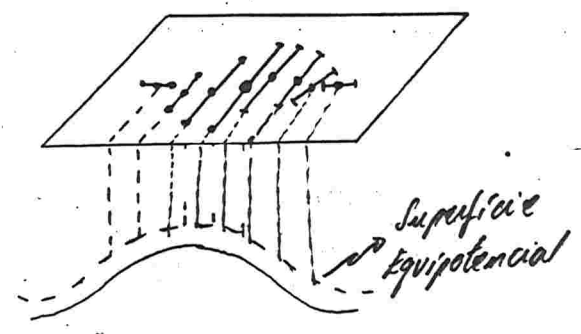
- Cada ponto medido ( estação), é caracterizado por :

- Um vetor, representando em grandeza, direção e sentido o gradiente de  $g$  no ponto da estação.

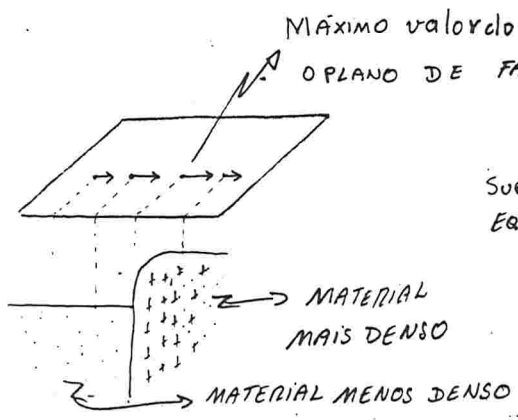
- Um segmento representando a curvatura da superfície equipotencial no ponto da estação, caracterizando o contraste de curvatura e dando indicação da posição da estação em relação a estrutura considerada da anomalia.



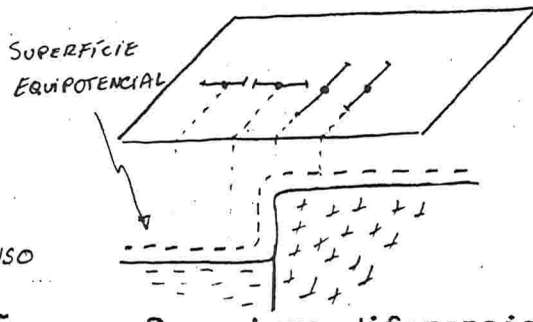
Secção transversal de balança de torção sobre um anticlinal simétrica. Vista em planta, dos valores do gradiente e da curvatura.



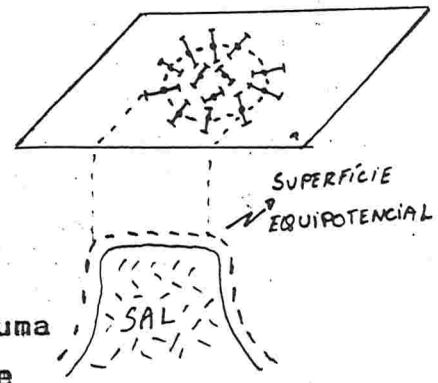
O segmento da curvatura, no caso de uma anticlinal adjacente a sinclinais, é paralelo a direção da superfície das rochas mais pesadas, quando a estação está sobre a porção anticlinal ; quando a estação está sobre uma porção sinclinal; o segmento torna-se perpendicular a direção da estrutura.



Gradientes numa secção transversal sobre uma falha de rejeito vertical.



Curvatura diferencial numa secção transversal sobre uma falha (caracterizada pela mudança de  $90^\circ$  da direção do segmento R )



Curvatura diferencial sobre um domo Salino, visto em planta; denominada sobre a estrutura, a normal às bordas, nos limites contornando a estrutura.

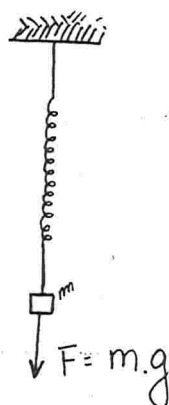
### 3-3-3 Gravímetro

É o único instrumento atualmente usado em prospecção geofísica com métodos gravimétricos.

O pesquisador Ising propôs sua aplicação em 1918, generalizando-se seu uso a partir de 1930. Após 1936 começou a substituir totalmente o pêndulo e a balança de torção (esta última a mais utilizada até aquela data).

Gravímetro mede diretamente pequenas variações da componente vertical da gravidade, isto é os valores relativos dessa componente em relação a uma estação de referência arbitrária. Fundamenta-se no princípio do dinamômetro, o qual consiste essencialmente de uma massa suspensa por uma mola, ou sistema de molas. Variações da gravidade se traduzirão em variações do peso  $mg$ , significando pequenas alongamentos ou encurtamentos da mola de suspensão.

A dificuldade consiste nas características mecânicas da mola ou sistema de molas, de modo a permitir sensibilidades inferiores a  $0,1$  mgal, com precisão e invariabilidade em relação às condições ambientais de pressão e temperatura. Ao mesmo tempo exige-se do instrumento, que seja suficiente robusto, portátil, e simples de operar, tornando ~~possível~~ <sup>possível</sup> seu uso em prospecção.



Seria impossível atingir-se sensibilidade e precisão da ordem de  $0,1$  mgal com um instrumento construído da forma simples figurada, e com os materiais disponíveis atualmente, pois as variações de comprimento da mola seriam inapreciáveis.

Gravímetros modernos, engenhosamente construídos, com os elementos sensíveis feitos exclusivamente de quartzo puro, permitem precisão de  $0,01$  mgal.

Observe-se que a evolução instrumental em prospecção geofísica em geral, segue essa a mesma tendência, de procurar obter, num sentido, melhores precisões e sensibilidades, e noutro sentido facilidade de operação, reduzindo custo de aquisição e operação.

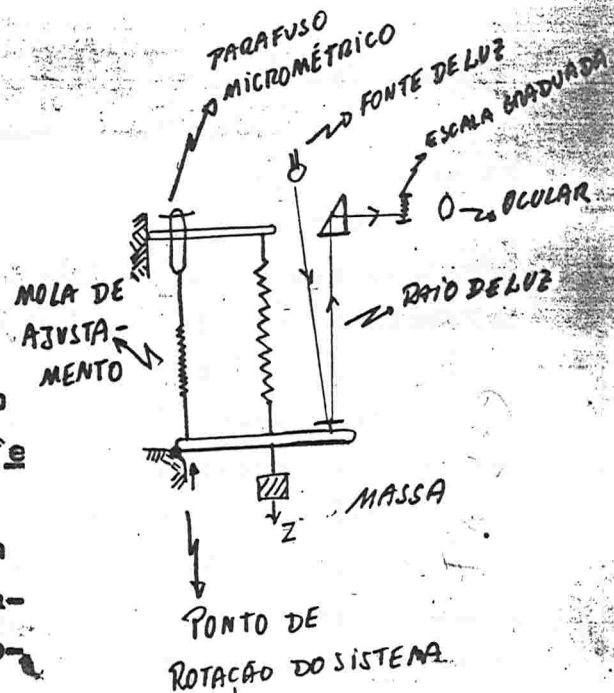
Para os métodos de força aplicada, ainda se acrescenta uma terceira dimensão da evolução no sentido de se obter maior alcance em profundidade.

As figuras a seguir são esquemas funcionais, construtivos de alguns gravímetros, objetivando a compreensão da evolução desses instrumentos, até os modernos gravímetros utilizados atualmente.

- Gravímetro Hartley

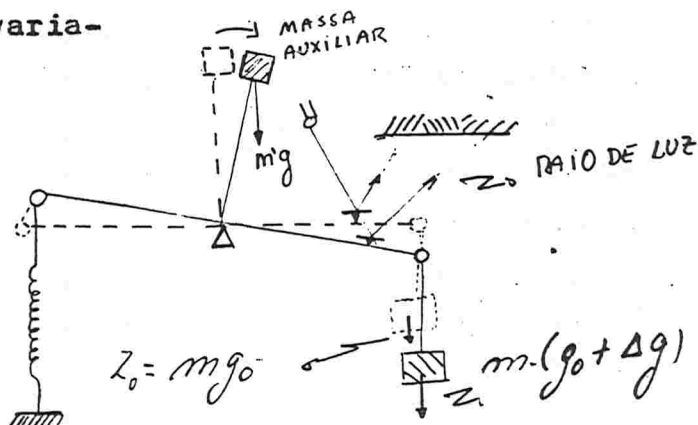
Com o qual pode ser atingida sensibilidade de 1 mgal - não foi utilizado extensivamente.

O movimento vertical da mola principal provocada pela variação de  $g$  atuando sobre a massa é ampliado mediante sistema mecânico-óptico de até 50 000 vezes. O aparelho era ajustado em zero na estação base de referência, mediante o parafuso micrométrico e mola de ajustamento. Afastamento do zero em medida noutra estação era anulado pelo parafuso micrométrico; medindo assim o valor relativo  $\Delta g$  entre a estação base e a estação medida.



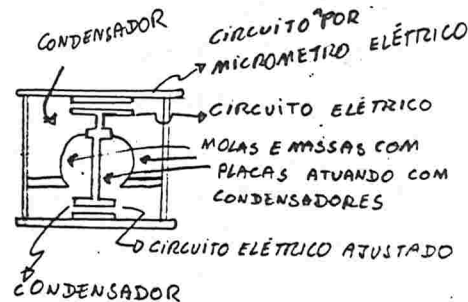
- Gravímetro Thyssen (tipo, de equilíbrio instável)

precisão de 0,25 mgal. O efeito da variação da gravidade é ampliado pela ação adicional na massa auxiliar atuando fora da posição vertical.



- Gravímetro Boliden

Sensibilidade de 0,1 mgal. O efeito da gravidade sobre a massa (parte móvel) provoca variação de distâncias entre as placas de um condensador, atuando dessa forma, sobre a corrente elétrica de um circuito. Ultra micrometro elétrico do circuito, permite medir variações de  $g$ . Um segundo condensador permite ajustamento para valor zero de medida.



- Gravimetro La Coste-Romberg - idealizado em 1934

Utilizando o princípio do sismógrafo- Devido princípio mecânico, a variação  $\Delta l$  obtido no micrometro é proporcional à  $\Delta g$ , medindo assim, a variação da gravidade. É o princípio do gravimetro de maior precisão atual, podendo ser superior a 0,01 mgal.

Os gravimetros modernos de prospecção Warden, Atlas, etc., aplicam o mesmo princípio construtivo.

- Gravimetro Gulf - sensibilidade 0,02 mgal - modelo de 1943, provavelmente, o primeiro gravimetro utilizado intensivamente em prospecção para petróleo. O efeito da variação da gravidade sobre a massa provoca rotação na mola helicoidal.

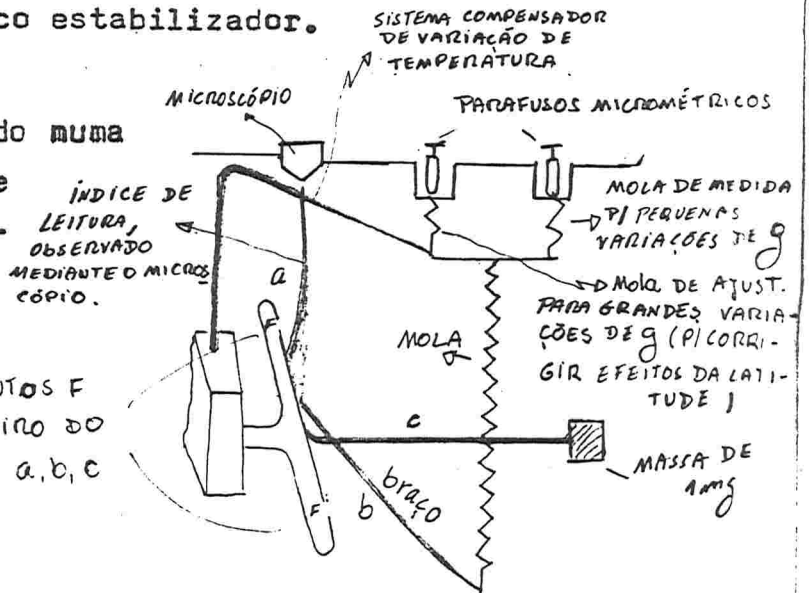
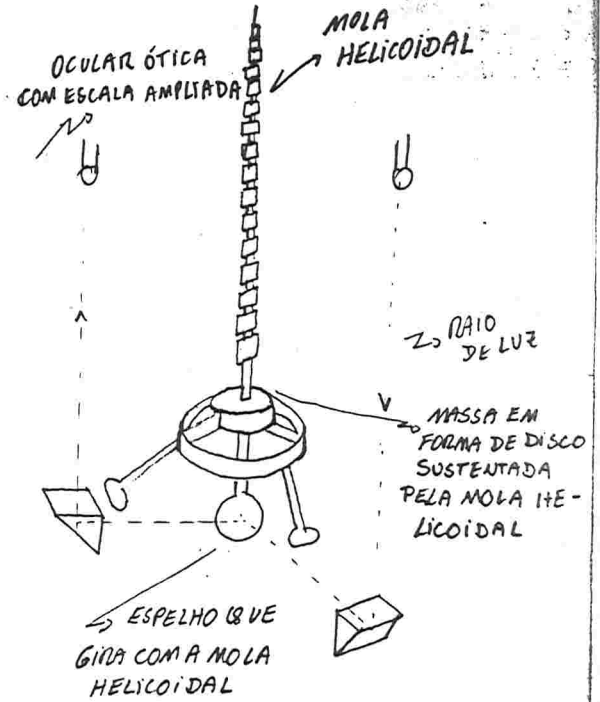
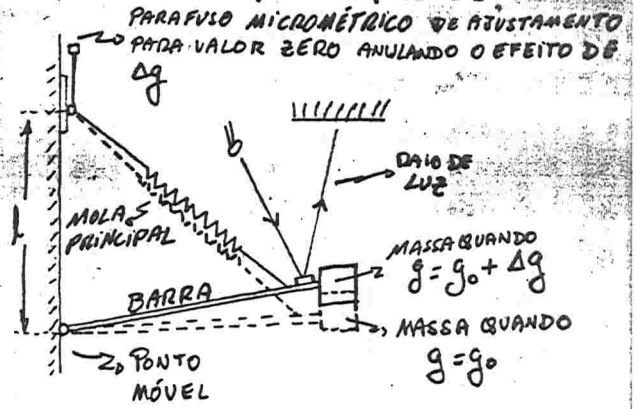
Esse, como os gravimetros anteriores, continham também um sistema elétrico de estabilização de temperatura e pressão, motivo pelo qual suas dimensões e peso eram relativamente grandes. Esse modelo de 1943 pesava 42 Kg, reduzindo-se mais tarde para 11 Kg.

- Gravimetros modernos de prospecção - Sensibilidade 0,01 mgal, modelos: - Warden, Atlas e outros. Todos auto compensados para temperatura, dispensando sistema elétrico estabilizador.

- Modelo Warden

O sistema sensível acondicionado numa camera de vácuo, com isolamento de temperatura. Todo o sistema sensível feito de quartzo (inclusive molas). Modelo de 1948, pesando cerca de 2,7 Kg; com tripé e acessórios, cerca de 3,7 Kg.

PONTOS F DE GIRO DO SISTEMA a, b, c



- Modelo Atlas

Sistema construtivo semelhante. Parte sensível também totalmente de quartzo, pesando 5 mg. Peso do instrumento cerca de 5 Kg; dimensão, diâmetro 14 cm, altura 41 cm. Deslocamentos de leitura observados por repetição numa base ( deriva "drift" ou deslocamento de base ) 0,1 mgal/dia , devido principalmente à efeito de fadiga das molas.

As medidas com gravímetro são obtidas com os aparelhos imobilizados tanto quanto possível, e rigorosamente nivelados. Gravímetros são calibrados de fábrica, com base em medidas em pontos com gravidade absoluta conhecida, mediante medidas com pêndulo; também com base em diferenças de leitura observadas inclinando o instrumento.

Gravímetros são usados extensivamente para levantamentos em terra. Existem gravímetros para levantamentos no mar. Carson Helicopters Inc dos EEUU, publicou, experiência de levantamento gravimétrico com gravímetro aerotransportado, executado pela sua Divisão de Geociência em 1974. Segundo essa publicação, levantamento aéreo experimental superposto a uma área levantada no terreno, mostrou boa coerência de resultados, erro médio de 0,5 a 1,5 mgal

Foi superada a grande dificuldade relacionada ao controle topográfico, de modo à possibilitar fazer as correções de "as livré" e Bouguer, aplicando raio laser e minicomputadores. O sistema denominado "Carson Helicopter's Airbone gravity" é oferecido para uso comercial, adaptado para prospecção de petróleo em áreas de difícil acesso , com grande vantagem quanto a velocidade de operação e elaboração dos resultados.

3-4 - Correções aplicadas nos levantamentos com gravímetro.

Faz-se correções, objetivando compensar variações instrumentais, e variações do campo gravitacional não relacionadas com constituição geológica, quais sejam :

- Variações devidas às diferenças de latitude entre a estação base de referência, e as estações dos pontos de medida do levantamento em geral - correção denominada "de latitude".

- Variações devidas às diferenças de altitude, entre a estação base ( ou nível de referência ), e os outros pontos medidos no levantamento. (SEQUE NA MESMA LINHA)

- Correção "de altitude", "de ar livre" ( ou "free air" )

- Variações devidas atrações das massas de rochas situadas entre o nível da estação base ( ou nível de referência ) e os pontos medidos no levantamento - Correção de Bouguer

- Variações devidas ao relevo próximo às estações de medida, significando deficiências ou acréscimos de massa não relacionados com a constituição ou estrutura das rochas - Correção topográfica ou do terreno.

3-4-1 - Correção instrumental, denominada "de deslocamento na base", "de deriva" ( ou "drift" ) .

Na prática do levantamento gravimétrico, escolhe-se primeiramente uma estação de base, com boas condições de imobilidade do instrumento, isto é, com boas condições de fixação, protegida do vento, e livre de trepidações devidas ao tráfico de veículos, ou outras causas.

Faz-se uma primeira leitura na estação base, segue-se medindo nas demais pontos do levantamento ( ditos estações de medidas ), ao longo de perfis ou em malha pré-estabelecida na área. Repete-se sistematicamente uma leitura na base, em cada intervalo de tempo de uma (1) hora ou duas (2) horas.

Essas repetições na base *revelam* diferenças de valores, as quais indicam a precisão do levantamento. São atribuídas à alterações do próprio gravímetro, no espaço de tempo entre as repetições de medida. A diferença observada, sendo considerada tolerável, isto é dentro das precisões das especificações de fábrica do instrumento, representarão o erro normal, instrumental.

Esse erro é denominado "da deriva na base", ou "do deslocamento de base" ou ainda "do drift na base". Admitindo-se que o mesmo é um erro sistemático causado na sua maior parte por efeito de fadiga no sistema de molas, deverá ser proporcional aos intervalos de tempo entre as repetições de medidas na base.

De modo semelhante as estações medidas nos respectivos intervalos, serão afetadas de erro, da mesma natureza, proporcional ao tempo.

A correção é feita, subtraindo-se algebricamente em cada estação, um valor proporcional ao tempo, e inversamente proporcional a deriva verificada na base, no intervalo correspondente.

Observe-se que variações diurnas devidas a efeitos de marés, contribuirão, também, para esse erro. Na prática corrente, a correção dos efeitos de marés, é feita simultaneamente com a correção instrumental, de forma englobada, ao corrigir-se a deriva.

Efeitos de marés, costuma ser desconsiderado, por ser de grandeza praticamente insignificante. Observe-se que a prática de repetição na base, observação do deslocamento e distribuição do erro, é comum para levantamentos magnéticos e gravimétricos. Porém no que diz respeito à variação diurna ( que corresponde ao efeito de marés nos levantamentos gravimétricos) é marcante a diferença entre os dois métodos de levantamento. Nos magnéticos, a variação diurna é da maior importância, sendo corrigida separadamente da variação instrumental.

### 3-4-2 - Correção de latitude

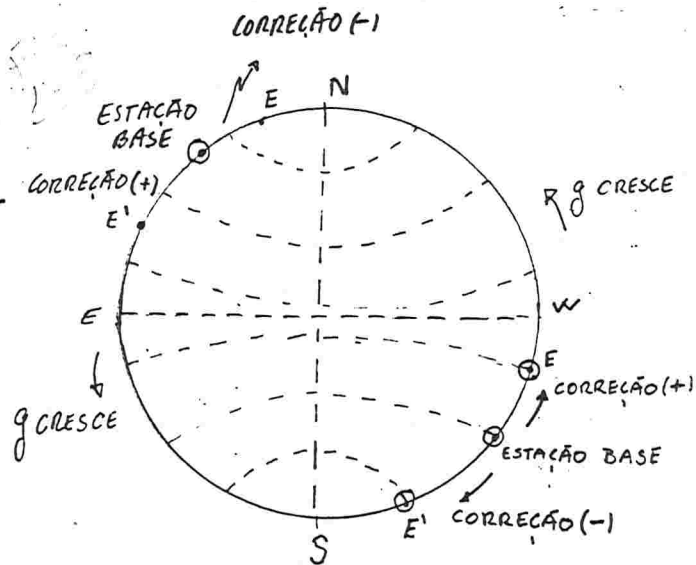
$g_2$  aumenta com a latitude na direção dos polos. Assim diferenças  $\Delta g_2$  observadas entre medidas numa estação base de referência, e estações do levantamento E e E', situadas sobre paralelos ao norte ou ao sul da base, conterão diferenças, devidas à variação de  $g_2$  com a latitude. Essas diferenças devem ser corrigidas, sendo a correspondente correção, denominada de latitude.

A correção é feita utilizando-se fórmulas ou tabelas estabelecidas por trabalhos geodésicos. A fórmula mais utilizada internacionalmente é :

$$\Delta g_2 \text{ } \phi = \frac{0,0081 \cdot \text{sen } 2\phi}{10,00} \frac{\text{mgal}}{\text{m}}$$

No hemisfério sul a correção será negativa, quando a estação estiver ao sul da base; positiva quando ao norte. No hemisfério norte o contrário acontece, positiva quando ao sul, e negativa quando ao norte.

Observe-se que em latitudes da ordem de  $45^\circ$ ,  $\text{sen } 2\phi = 1$ , tem-se sensivelmente,  $\Delta g_2 \text{ } \phi \approx \pm \frac{0,01 \text{ mgal}}{10,00 \text{ m}}$ ; isso significa que distâncias topográficas de 10,00 m, dão correções de latitude praticamente de 0,01 mgal, mostrando a importância do apoio topográfico planimétrico, para obter-se precisões compatíveis com a sensibilidade dos gravímetros modernos. Além disso, para distâncias da ordem de dois



- quilômetros na direção norte-sul, a fórmula

$\Delta g_z \bar{\varphi} = 5172,3(\text{sen}^2 \bar{\varphi} - \text{sen}^2 \bar{\varphi}_0)$  mgal, onde  $\bar{\varphi}$  e  $\bar{\varphi}_0$  são as latitudes da estação e da base respectivamente, é preferível para corrigir a variação da latitude. Nessas distâncias, a variação de  $g_z$  com a latitude não é estritamente proporcional à distância.

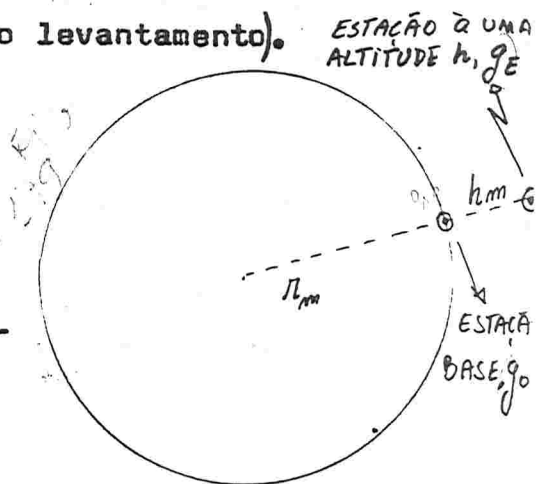
No caso de levantamentos magnéticos, diferenças de 10,00 dariam correções de latitude praticamente insignificantes, sendo essa uma diferença marcante entre os dois tipos de levantamento.

3-4-3 - Correção "de elevação" ou Correção de "ar livre" (ou "free air").

O valor absoluto de  $g_z$  decresce com a altitude da estação de medida, motivo pelo qual deverão ser corrigidas diferenças devidas essa causa, nos valores de  $\Delta g_z$  observados, entre medidas em diferentes altitudes (isto é na estação base e nas estações do levantamento).

Seja  $g_0$  o valor absoluto da gravidade numa estação base ao nível do mar e  $g_E$  o valor da gravidade num ponto situado à uma altitude  $h$ , dada em metros acima do nível do mar.

Considerando-se somente o efeito da diferença de altitude, (como se o espaço entre os dois pontos contivesse somente ar, de massa praticamente desprezível) teria-se :



$$g_0 = G \cdot \frac{M}{r^2}$$

Onde  $r$  o raio,  $M$  a massa da terra, e  $G$  a constante de atração Universal.

$$g_E = G \cdot \frac{M}{(r+h)^2}$$

Donde:

$$\frac{g_0}{g_E} = \frac{(r+h)^2}{r^2} = 1 + \frac{2h}{r} + \frac{h^2}{r^2}$$

$r$  sendo <sup>muito</sup> maior que  $h$ , o último termo é insignificante.

Assim :

$$\frac{g_0}{g_E} = 1 + \frac{2h}{r} \quad \text{ou} \quad g_E = g_0 \cdot \frac{r}{r + 2h}$$

A diferença de  $g_E$  e  $g_0$  será então :

$$\Delta g_h = g_0 - g_E = g_0 \left( 1 - \frac{r}{r+2h} \right) = g_0 \left( \frac{r+2h-r}{r+2h} \right) = g_0 \left( \frac{2h}{r+2h} \right) \approx g_0 \cdot \frac{2h}{r}$$



r = raio da terra =  $6437 \times 10^3$  m

$g_0$  = Valor médio da gravidade ao nível do mar =  $980 \times 10^3$  mgal

Resulta : 
$$\Delta g_h = \frac{2 \times 980 \times 10^3 \text{ mgal} \cdot h_m}{6437 \times 10^3 \text{ m}}$$

$$\Delta g_h \approx 0,3086 \cdot h \text{ mgal}$$

Desse modo dever-se-á aplicar, aos valores de  $\Delta g$  observados entre estações de altitude diferentes, a seguinte correção :

Correção de ar livre =  $\pm 0,3086 h$  mgal, sendo

h = diferença de altitude dada em metros

A correção será positiva se a estação de medida estiver acima do nível da base de referência; negativa se estiver abaixo.

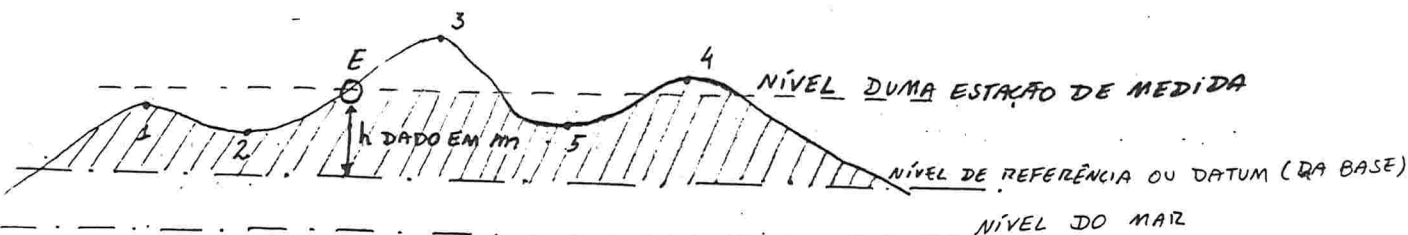
Observe-se que para diferença de altitude de 4 cm a correção será

$0,3 \times 0,04 \text{ mgal} \approx 0,012 \text{ mgal}$ , que é um valor compatível com a sensibilidade dos gravímetros modernos.

Assim para precisão compatível com essa sensibilidade, será necessário apoio topográfico altimétrico de precisão regular.

Observe-se, que nos levantamentos magnéticos, são insignificantes as influências da altimetria, evidenciando mais uma vez, a <sup>MAIOR</sup> importância do apoio de topografia para levantamentos gravimétricos, em comparação com magnéticos.

3-4-4 - Correção de Bouguer ( assim denominada por ter sido aplicada por Bouguer em 1745).

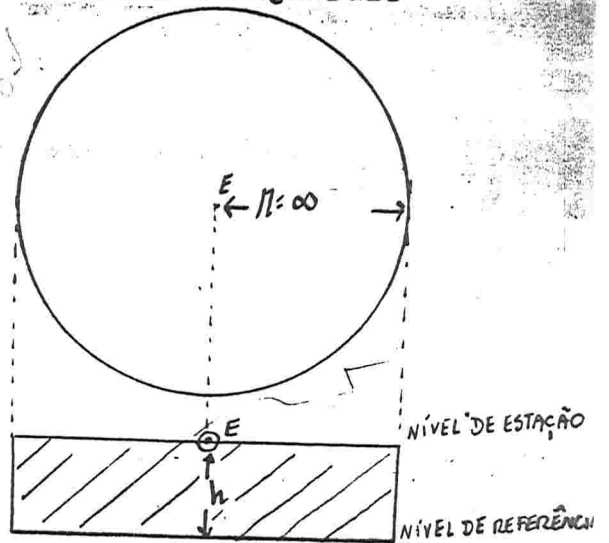


A figura acima representa um perfil do terreno, sendo E um ponto ( ou estação) medido, situado acima do nível de referência; h dado em metros, diferença de nível. O nível de referência ou nível de base, poderá ou não, coincidir com o nível do mar.

A medida de  $g_x$  na estação E, conterà efeitos da atração das massas de rochas situadas entre os níveis da estação E, e o nível de referência ( parte achuriada da figura).

Portanto,  $\Delta g_x$  da estação E, conterà efeitos distintos, devidos a diferença de altitude ( corrigida na correção de ar livre), e a diferença citada ( <sup>DEVIDA A</sup> atração daquelas massas de rochas), a qual é corrigida pela correção de Bouguer.

A atração dessas massas de rochas, na correção de Bouguer, é considerada como o efeito da massa de um disco ou cilindro cujo raio da base  $r$  é igual ao infinito e, cuja altura é a diferença de nível  $h$  dado em metros.



Na correção Bouguer, portanto, desconsidera-se os vazios sobre os pontos 1,2,5 da figura (pág. anterior), aplicando-se a correção como se aquelas depressões estivessem cheias com as mesmas rochas existentes entre os dois níveis (da estação e da base).

O efeito do cilindro assim concebido,  $\Delta g_{\text{disco}}$  pode ser demonstrado ser igual a  $\Delta g_{\text{disco}} = 2 \cdot \pi \cdot G \cdot \rho \cdot h$

sendo  $\rho$  a densidade das rochas,  $G$  a constante de gravitação Universal.

- Observação; No item 3.5.1.2.2, Fundamentos teóricos da interpretação de anomalias gravimétricas, será feita a demonstração referida.

No sistema CGS,  $\rightarrow 2\pi G = 2\pi \times 6670 \times 10^{-11} \frac{\text{dina}}{\text{g}} = 4,1909 \times 10^{-7} \frac{\text{dina}}{\text{g}} = 4,1909 \times 10^{-4} \text{mgal}$

$C_{\text{correção Bouguer}} = -\Delta g_{\text{disco}} = -0,04191 \rho \cdot h$

sendo:  $h$  dado em m, (positivo ou negativo) e  $\rho$  dado em  $\text{g/cm}^3$

A estação E sendo situada em cota superior ao do nível de referência ou da base, a correção correspondente será negativa, no caso contrário será positiva.

Em todos os casos, a correção de Bouguer é de sinal contrário à correção de ar livre.

Os levantamentos em terra, são amiúde, referidos ao nível do mar, e então a correção de Bouguer será sempre negativa ( $h$  sempre positivo).

Se a estrutura abaixo da estação até a cota da base, for estratiforme, com espessuras das camadas  $h_1, h_2, \dots$ , e densidades respectivamente,  $\rho_1, \rho_2, \dots$ , a correção de Bouguer será:

$C_{\text{BOUGUER}} = -0,04191 (\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2 + \dots)$

3-4-5 - Correção do terreno ou correção topográfica .

Voltando à figura do perfil do terreno da correção de Bouguer, observa-se que depressões como as dos pontos 1, 2 e 5, foram indevidamente consideradas como cheias de rochas, e foram indevidamente subtraídos efeitos de atrações correspondentes, ao ser feita a correção de Bouguer. Assim correções de sinal positivo correspondentes a essas depressões, serão necessárias para compensar o excesso de correção feita.

Além disso, elevações acima da estação de medida, como as dos pontos 3 e 4, são constituídas de rochas, cujos efeitos de atração sobre uma medida efetuada no ponto E, deverão ser corrigidos.

As atrações destas últimas massas de rochas, situadas em cotas superiores à da estação E, terão componentes verticais, no sentido contrário a componente vertical de g atuando no gravímetro. Esse efeito significa valores de sinal negativo, que deverão ser corrigidos por correções de sinal positivo.

A correção topográfica, relacionada ao modulado do terreno ( elevação ou depressão) é uma correção sempre positiva. É feita para ao mesmo tempo:

a) corrigir efeitos das elevações, e b) para, compensar excesso de correção cometidos na correção de Bouguer (correspondentes às depressões).

Seria muito laborioso em cada caso particular calcular-se diretamente os efeitos das massas elevadas e deprimidas que circundam a estação, se não existissem tabelas e diagramas previamente calculados, ( devidos originalmente a Hammer 1939).

A prática consiste em colocar-se sobre o mapa do levantamento, gabaritos de escala igual a do mapa, feitos com material transparente. Mediante o gabarito, a região circunvizinha da estação é subdividida em setores, como mostra a figura seguinte:

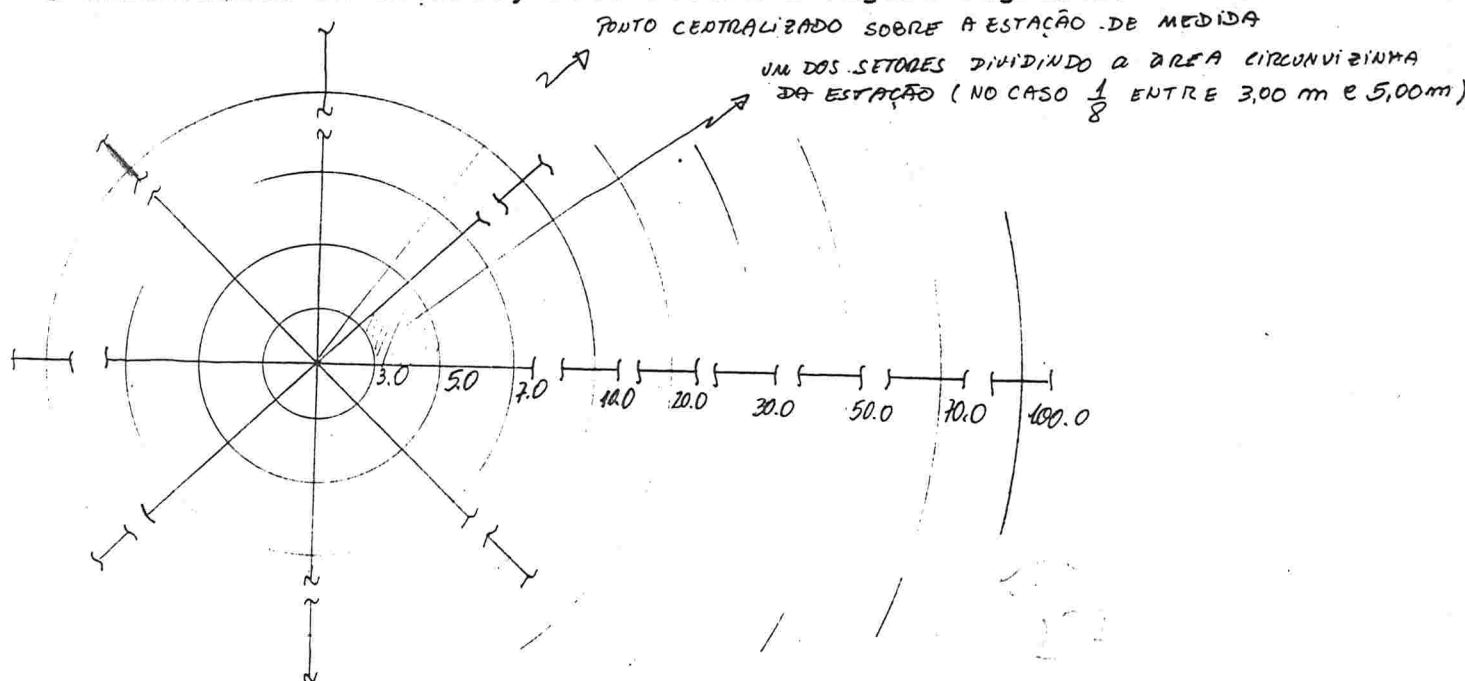


FIGURA ANTERIOR, REPRESENTA UM Gabarito mediante o qual a área circunvizinha da estação é subdividida em setores distantes de 3,00 m à 5,00m ; 5,00 à 7,00 m ; 7,0 à 10,0 m ; 10,0 à 20,0 m ; 20,0 à 30,0 m , etc...

- correção topográfica(ou do terreno) para densidade das rochas, padronizada,  $\rho = 2$

- Diferenças de nível, em cada setor do mapa, em relação ao nível da estação.

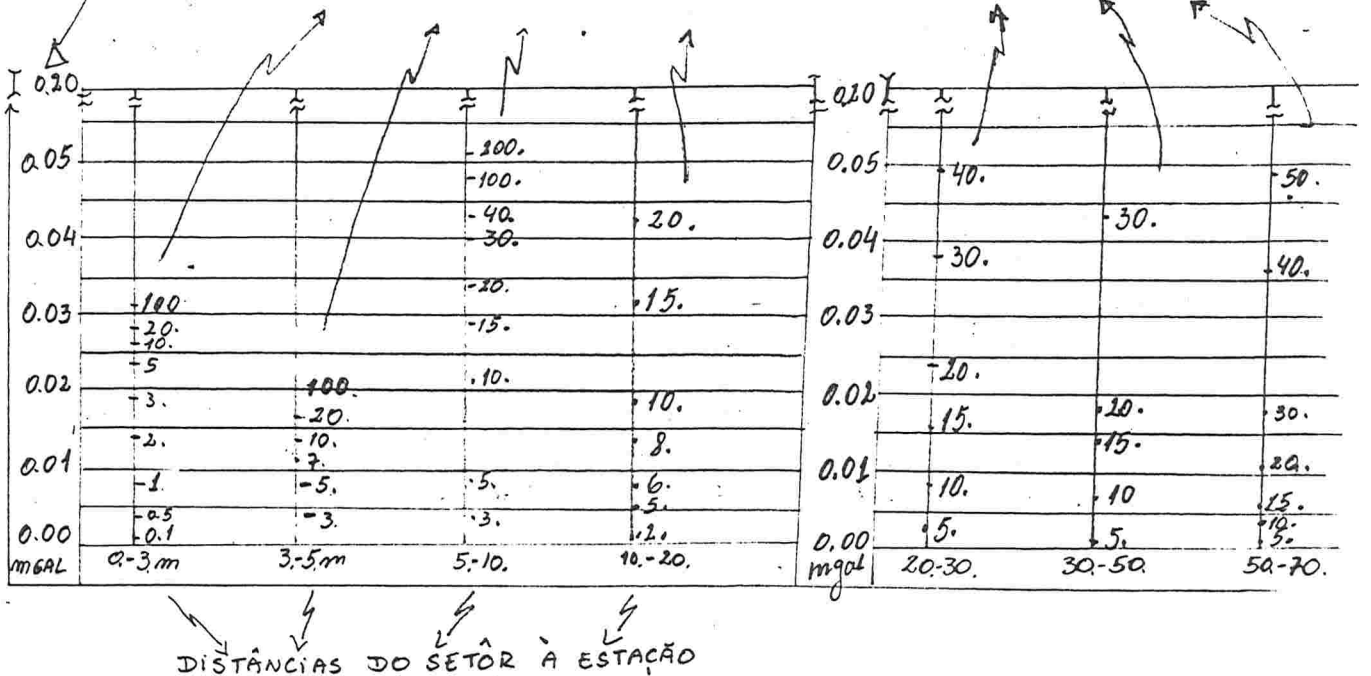


Tabela- Diagrama, de correção do terreno para ser usada com gabarito transparente ( segundo Schleusener 1940-Reprodução de Parasuis 1966).  
 - Exemplo : um setor de 1/8 da área, entre as distâncias 3m e 5m da estação, no qual fosse estimado 100m de diferença de nível em relação a estação, somaria 0,02 mgal à correção topográfica, T ( padronizada para densidade  $\rho = 2$  )

Examinado-se as curvas de nível contidas em cada um dos setores, são avaliadas as diferenças de nível  $\Delta H$  entre a cota média de cada setor e a cota do ponto da estação. Com o valor de  $\Delta H$  determina-se a correção do terreno ( tabelada-padronizada), consultando-se tabelas publicadas. As tabelas são calculadas considerando a densidade das rochas  $\rho = 2$  ( tabelas calculadas originalmente por Hammer, e posteriormente por outros autores).

Indiferentemente, se os valores  $\Delta H$  são positivos ou negativos ( elevação ou depressão do terreno), cada um dos setores fornecerá um valor positivo, <sup>(QUE SOMADOS CONSTITUÍRÃO)</sup> para constituir a correção do terreno na estação.

As correções de todos os setores circunvizinhos da estação são somadas, integrando assim, a correção total do terreno, que será feita na medida da estação, se a densidade das rochas fosse  $\rho = 2$ .

Esse resultado chamaremos de correção do terreno tabelada. Após estima-se um valor para a densidade das rochas que ocorrem próximo à superfície do terreno o qual chamaremos de  $\rho$  estimado.  $\rho$  estimado, corresponde densidade das rochas constituintes das massas influenciando no efeito do relêvo ( o qual deverá ser igual ao valor da densidade, utilizado para fazer a correção de Bouguer)

Então a correção a ser aplicada na estação será:

$\begin{aligned} \text{Correção terreno} &= \frac{\rho_{\text{estimado}}}{2} \times \text{correção do terreno} \\ \text{( sempre positiva )} & \text{ tabelada } T \end{aligned}$
---

Essa é a correção adaptada as condições específicas do terreno, a qual é proporcional ao valor da correção tabelada (padronizada) T, e a relação entre a densidade provável das rochas, para a densidade arbitrada pelos autores que calcularam a tabela.

3-4-6 - Valor corrigido de  $\Delta g$  - Denominado valor de Bouguer.

Sendo  $\Delta g$  observado, o valor lido no gravímetro, o valor a ser considerado para cada estação, será  $\Delta g$  corrigido ( denominado valor de Bouguer).

$\Delta g$  corrigido =  $\Delta g$  observado + ( correção da latitude + correção de ar livre + correção de Bouguer + correção topográfica )  
ou seja

$$\Delta g \text{ corrigido} = \Delta g \text{ observado} \pm \Delta g_{\Phi} \pm 0,3086 h \mp 0,04191 \rho h + \frac{I}{2} \rho$$

Se o levantamento for em terra referido ao nível do mar, ter-se-á:

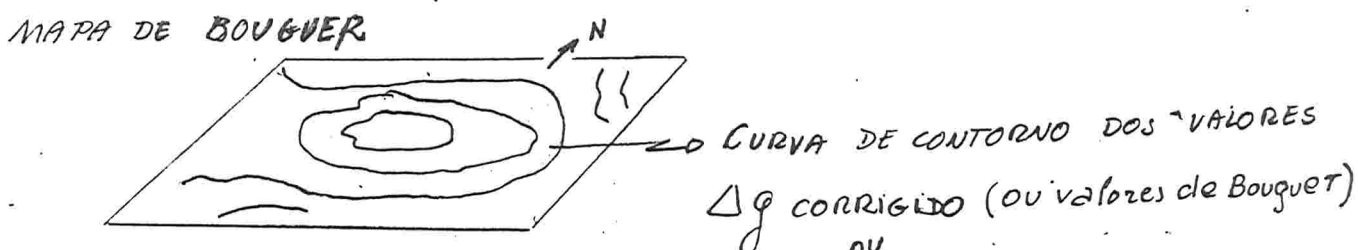
$$\Delta g_{\text{corrigido}} = \Delta g_{\text{OBSERVADO}} \pm \Delta g_{\Phi} + 0,3086 h - 0,04191 \rho h + \frac{I}{2} \rho$$

ou ainda ,

$\Delta g_{\text{corrigido}} = \Delta g_{\text{OBSERVADO}} \pm \Delta g_{\Phi} + 0,3086 h - (0,04191 h - \frac{I}{2}) \rho$
---

$h$  é a altitude da estação,  $\rho$  a densidade estimada das rochas situadas entre as maiores altitudes circunvizinhas da estação e o nível do mar (considerando-se as rochas homogêneas). Essa mesma expressão se aplica quando o nível de referência não é o nível do mar, mas um nível arbitrário acima do mesmo, porém abaixo das menores altitudes na área do levantamento. Nesse caso  $h$  é a diferença de cotas de cada estação ao datum arbitrário.

O valor  $\Delta g$  corrigido é denominado valor de Bouguer. Com os valores  $\Delta g$  corrigido são construídos os perfis ( $\Delta g_z$  corrigido, em ordenada, e distâncias em abscissas), ou os mapas de curvas de contorno (mapas denominados das curvas de Bouguer)



Anomalias da componente vertical de  $g$  ( $\Delta g_z$ ), assim evidenciadas, são denominadas anomalias de Bouguer.

#### 3-4-7- Estimação do valor da densidade das rochas ( $\rho$ )

Da compreensão do significado das correções feitas nos levantamentos com gravímetro, depende-se a importância da estimação de  $\rho$ . Depende da verossimilhança do valor de  $\rho$  estimado à realidade, a creditabilidade dos resultados obtidos. *É estimado um parâmetro crítico, dificultando, e mesmo limitando em muitos casos, a aplicabilidade do método de prospecção gravimétrica.*

Quando o terreno é homogêneo torna-se fácil estimar-se  $\rho$ , conforme os procedimentos explicados a seguir:

- a) ~~Colhendo amostras de afloramentos~~ Colhendo amostras de afloramentos, de testemunhos de sondagens ou a partir de outras informações semelhantes, disponíveis na área do levantamento, *mede-se o valor de  $\rho$  diretamente.*
- b) Utilizando-se os próprios resultados do levantamento com o gravímetro, adotando-se um dos dois procedimentos seguintes:

b.1- Mediante correlação com o terreno (Método do perfil).

Com um mesmo perfil levantado, calcula-se as correções com diversos valores hipotéticos arbitrados para  $\rho$ . É evidente que um perfil calculado a partir de um valor hipotético de  $\rho$  muito diferente

do valor real, resultará correlação entre a forma do perfil e a forma topográfica (altimétrica) do terreno, porque os efeitos das elevações e depressões, imperfeitamente corrigidas, estarão sensivelmente influenciando nos resultados. Pelas mesmas razões, o perfil calculado com o valor hipotético de  $\rho$  mais próximo a realidade, não deverá mostrar correlação com a topografia, sendo este o valor de  $\rho$  a ser adotado.

b.2- Mediante análise de um perfil sem anomalia.

Escolhendo-se um porção do levantamento onde aparentemente não haja anomalia sensível, poderá se adotar o seguinte raciocínio:

Partindo-se da expressão da anomalia corrigida do item anterior 3-4-6, e considerando  $\Delta g$  corrigido = zero, tem-se:

$$\Delta g_{\text{CORRIGIDO}} = 0 = \Delta g_{\text{OBSERVADO}} \pm \Delta g_{\phi} + 0,3086h - (0,04191h - \frac{I}{2}) \cdot \rho$$

que pode ser arranjada na forma:

$$\Delta g_{\text{OBSERVADA}} \pm \Delta g_{\phi} = \rho (0,04191h - \frac{I}{2}) - 0,3086h$$

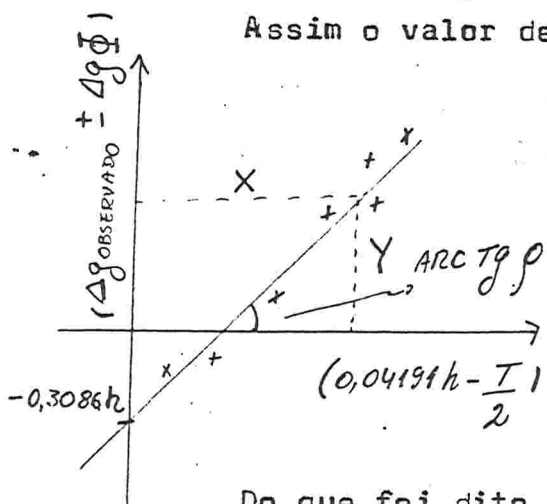
esta última é uma equação da linha reta do tipo:

$$Y = Ax - B, \text{ onde a variável } y = \Delta g_{\text{OBSERVADO}} \pm \Delta g_{\phi},$$

$$X = (0,04191h - \frac{I}{2}); \text{ o parâmetro linear } B = -0,3086h \text{ e o parâmetro angular } A = \rho.$$

Assim locando-se as variáveis X e Y para cada uma das estações do perfil segundo eixos coordenados, obtêm-se pontos alinhados aproximadamente ao longo de uma reta, cujo parâmetro angular será,  $\rho$ .

Assim o valor de  $\rho$  será analiticamente estimado.



Os pontos nunca serão perfeitamente pontos de uma reta, devido à erros cometidos no levantamento; e principalmente, porque não existe uma porção do levantamento com  $\Delta g$  corrigido, absolutamente igual a zero (isto é sem anomalia, e com  $\rho$  absolutamente constante).

Do que foi dito, verifica-se que, quando o terreno é acidentado, com estrutura geológica complexa torna-se muito difícil, ou impossível, fazer-se as correções topográficas e de Bouguer, e conseqüentemente, os resultados do levantamento não são confiáveis.

Mesmo que se disponha de levantamento topográfico preciso, as correções muitas vezes são impraticáveis porque o valor de  $\rho$  é variável, com distribuição complexa.

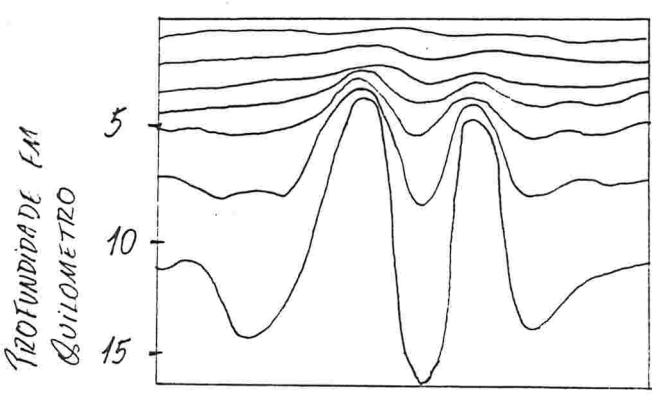
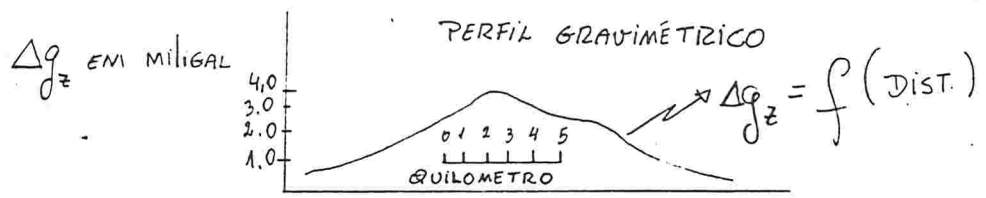
Em consequência, o método gravimétrico é de pouca creditabilidade em regiões acidentadas e de geologia complexa como é comum em geologia de minas. Essa é a principal limitação do método para problemas mineiros. Contrariamente o método é muito indicado para regiões planas onde correções devidas ao terreno são de importância minimizadas, tornando-o de muita utilidade para prospecção em bacias sedimentares como por ex. na pesquisa de petróleo, carvão, água subterrânea, etc.

4 3-5- Interpretação das anomalias gravimétricas nos levantamentos com gravímetro.

O objetivo da interpretação das anomalias gravimétricas é para estimar densidade, forma, volume e profundidade dos corpos geológicos, ocorrendo em subsuperfície, que causarão as anomalias. Teoricamente, esse objetivo é impossível de ser atingido, devido indeterminações causadas pelo grande número de variáveis ou parâmetros intervenientes.

Uma mesma anomalia do campo gravitacional, pode ser produzida por um número muito grande de diferentes arranjos de massas.

A figura seguinte ilustra a indeterminação inerente ao método:



DIFERENTES CONFIGURAÇÕES ALTERNATIVAS DE EMBASAMENTO CRISTALINO - (INTERFACIAS COM COBERTURA), COM CONTRASTE DE DENSIDADE 0,2.



OUTRA INTERPRETAÇÃO ALTERNATIVA, QUE SE AJUSTARIA AOS MESMOS RESULTADOS DA GRAVIMETRIA.

Interpretações alternativas de uma anomalia gravimétrica hipotética (Conf. Skeels 1947, reproduzido em Dobrin 1952)



Na prática entretanto, as condições são mais favoráveis. Alguns parâmetros desconhecidos podem ser estimados mediante considerações das possibilidades geológicas específicas para o problema em tela, ou com auxílio de outros métodos geofísicos aplicados simultaneamente.

Mesmo assim, subsistem dificuldades para computar-se formas e profundidades, diretamente a partir dos dados de gravimetria. As computações são baseadas supondo-se que as formas são simples e geometricamente regulares; ainda mais, que a anomalia seja um distúrbio causado por um único corpo geológico.

A interpretação das anomalias gravimétricas, em termos da distribuição das massas subsuperficiais segue padrão similar às interpretações das anomalias magnéticas: - A distribuição das massas é suposta corresponder a alguma estrutura plausível e simples. Os parâmetros da estrutura são ajustados até que uma anomalia calculada concorde satisfatoriamente com a anomalia observada.

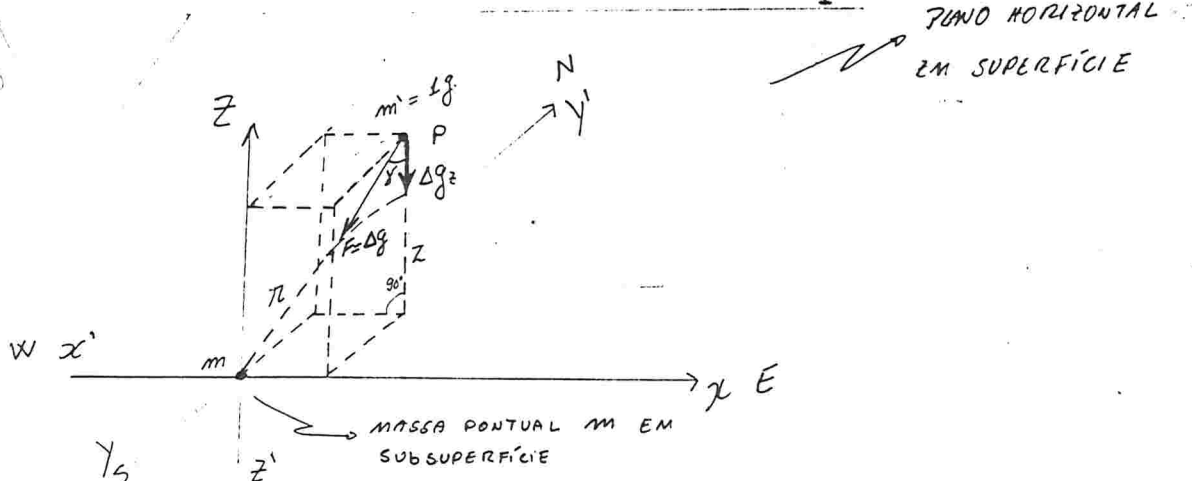
Seguindo um procedimento qualitativo com base em fundamentos teóricos, e considerando-se possibilidades geológicas, chega-se geralmente a uma imagem preliminar, verossímil e relativamente satisfatória.

Interpretações qualitativas são suplementadas por interpretações quantitativas: - supostas densidades, formas e profundidades, seus efeitos são calculados e comparados com os dados experimentais obtidos no campo. Modificações no modelo são feitas, até chegar-se a uma coerência razoável com os dados experimentais, num método de aproximação por tentativas.

3-5-1-4 - Fundamentos teóricos das interpretações em gravimetria. Expressões baseadas no potencial newtoniano e no potencial logaritmico. 4.5.1.2

Os efeitos do campo gravitacional das massas subsuperficiais obedecem de modo geral a lei de Newton

$$F = G \cdot \frac{m \cdot m'}{r^2}$$



O efeito  $F = \Delta g$ , devido a uma massa pontual  $m$  sobre a intensidade do campo gravitacional num ponto  $P$  do espaço, distante  $r$  de  $m$ , será

obtida fazendo  $m' = 1$  grama, tendo-se então:  $F = G.m. \frac{1}{r^2}$

A componente vertical  $\Delta g_z$  de  $F$ , será  $F \cdot \cos \chi$ , resultando:

$$\Delta g_z = G \cdot m \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \frac{z}{r} = G \cdot m \cdot \frac{z}{r^3}$$

$\Delta g_z$  é a componente vertical do efeito anômalo produzido pela massa pontual. Seria o valor medido pelo gravímetro após efetuadas as correções. Na prática  $\Delta g_z$  é anotado de forma simplificada por  $\Delta g$ , não devendo ser confundido com o efeito anômalo na direção da atração, o qual foi representado por  $F = \Delta g$ .

O potencial da gravidade num determinado ponto P do espaço (sobre a superfície do terreno) devido a um elemento de massa  $dm$  situado em sub-superfície, à uma distância  $r$  de P, poderá ser considerado como devido ao efeito de uma massa pontual. Então, conforme definição do conceito de potencial, ter-se-á:

$$U = - \int_{\infty}^r G \cdot \frac{dm}{r^2} dr$$

(Trabalho com sinal contrário efetuado pela força  $dF = d\Delta g = G \cdot \frac{dm}{r^2}$  para trazer a unidade de massa do infinito até o ponto P).

Integrando-se tem-se  $U = G \cdot \frac{dm}{r}$ . Sendo  $dv$  e  $\rho$  o volume e a densidade do elemento de massa  $dm$ , tem-se  $dm = \rho \cdot dv$

- Atração e o potencial devidos a um corpo tridimensional.

O potencial da gravidade causado por um corpo tridimensional, será então, a integral desse potencial elementar para toda a massa do corpo.

Admitindo-se que sua densidade seja constante em todo o seu volume, isto é que o corpo seja homogêneo.

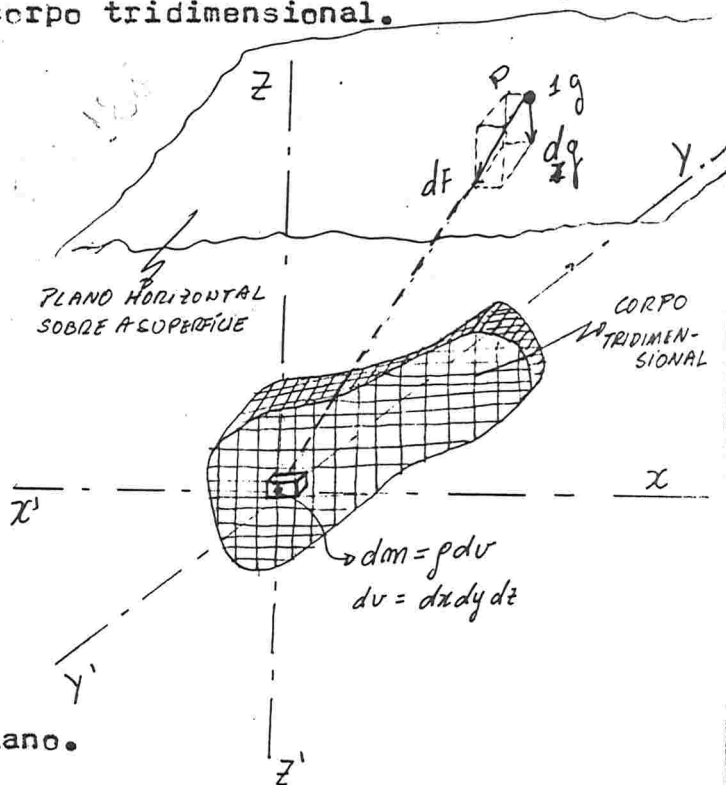
$$U = G \cdot \rho \iiint_V \left( \frac{1}{r} \right) dv$$

ou em coordenadas cartesianas ortogonais

$$U = G \rho \iiint_V \frac{1}{r} dx dy dz$$

Expressões I do potencial newtoniano.

A anomalia  $\Delta g_z$  (na direção vertical), devido a presença desse



corpo será então :  $\Delta g_z = \frac{\Delta U}{\Delta z} = G \cdot \rho \cdot \iiint_V \frac{z}{r^3} \cdot dv = G \cdot \rho \cdot \iiint_V \frac{z}{r^3} dz dy dx$  EXPRESSÃO II  
 ONDE:  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$

A atração  $\Delta g$  de um corpo tridimensional deriva-se do potencial newtoniano, é proporcional a  $1/r^2$ .

- Atração e potencial devidos a um corpo bidimensional.

Esse é o modelo físico de um corpo geológico com uma dimensão muito maior ou muito menor que as outras duas dimensões. A dimensão muito maior costuma ser a direção do corpo, como por exemplo em corpos geológicos tabulares.

Para corpos bidimensionais pode ser demonstrado, (Referência Heiland 1963) :  $U = 2GP \iint_S \log_e \frac{1}{r} ds = 2GP \iint_S \log_e \frac{1}{r} dx dz$  EXPRESSÕES III

Enquanto o potencial devido a uma massa pontual é proporcional a  $1/r$  (potencial newtoniano), o potencial devido uma linha de massas pontuais é proporcional a  $2 \cdot \log_e 1/r$  (potencial logarítmico). EXPRESSÕES DO POTENCIAL logarítmico e da atração correspondentes

Enquanto a atração  $\Delta g$  segundo a lei de Newton (aplicada para corpos bidimensionais) é proporcional a  $1/r^2$ , a atração derivada do potencial logarítmico (aplicada para corpos bidimensionais) é proporcional simplesmente a  $1/r$  ou seja  $F = G \cdot \underline{m \cdot m'}$  (Referência Heiland 1963).

De acordo com as expressões III para corpos bidimensionais (aplicáveis para corpos tabulares de pequena espessura, dimensão muito grande ao longo da direção, assim como cilindros horizontais), a atração é proporcional simplesmente a seção perpendicular à sua maior dimensão (seção perpendicular à direção do corpo).

Observa-se que em todas as expressões analíticas exprimindo anomalia da gravidade, o parâmetro densidade  $\rho$  (densidade absoluta da substância constituinte do corpo considerado), deverá nos casos de aplicação em problemas de prospecção geofísica, ser substituído pela diferença  $\rho' - \rho_0$  sendo:

$(\rho' - \rho_0)$  = Contraste de densidade = diferença entre a densidade do corpo  $\rho'$  e a densidade das rochas encaixantes  $\rho_0$ .

3-5-1.2

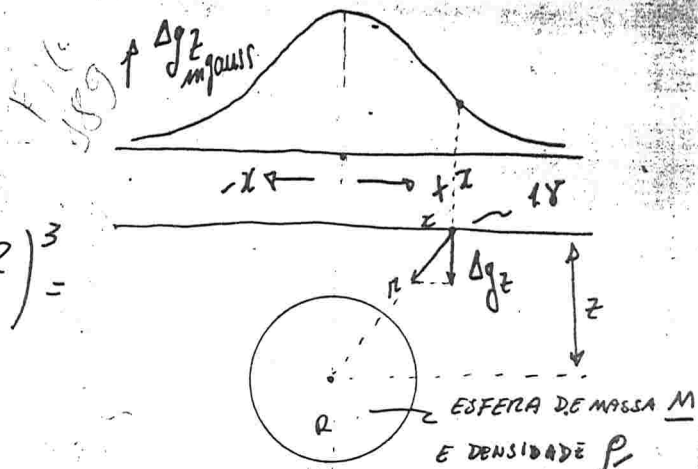
Fundamentos teóricos das interpretações gravimétricas- Expressões analíticas para anomalias produzidas por corpos de formas geométricas simples.

3-5-1.2.1

- Efeito de um corpo esférico com densidade ( ou contraste de densidade)  $\rho$  uniforme.

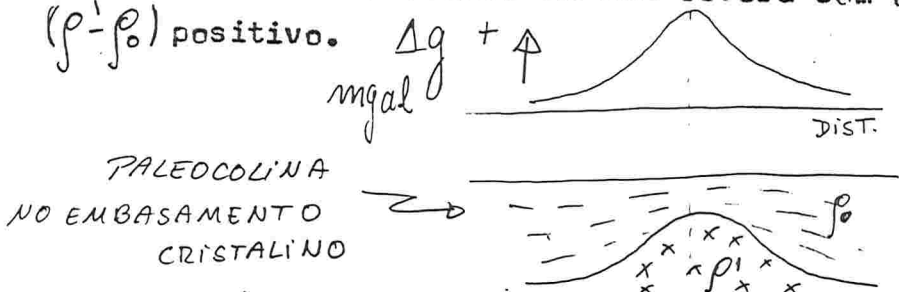
Partindo-se das expressões II ( atração de corpos tridimensionais), pode facilmente ser demonstrado que :

$$\Delta g_z = G.M. \frac{z}{r^3} = \frac{4\pi\rho G z}{3} \left(\frac{R}{r}\right)^3 = \frac{4\pi\rho G R^3 z}{3(x^2+z^2)^{3/2}}$$



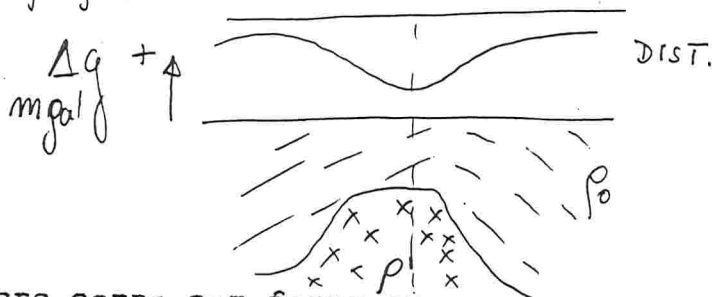
O efeito da esfera sobre a unidade de massa <sup>SITUADA</sup> num ponto à uma distância  $r$ , é o mesmo efeito que resultaria supondo-se que a massa da esfera fosse pontual e concentrada no centro da mesma.

O efeito de uma paleocolina do embasamento cristalino pode ser assimilado ao efeito de uma esfera com o contraste de densidade  $(\rho' - \rho_0)$  positivo.



$\rho' > \rho_0$

O efeito de um domo salino ao de uma esfera com contraste de densidade  $(\rho' - \rho_0)$  negativo :



$\rho' < \rho_0$

3-5-1.2.2

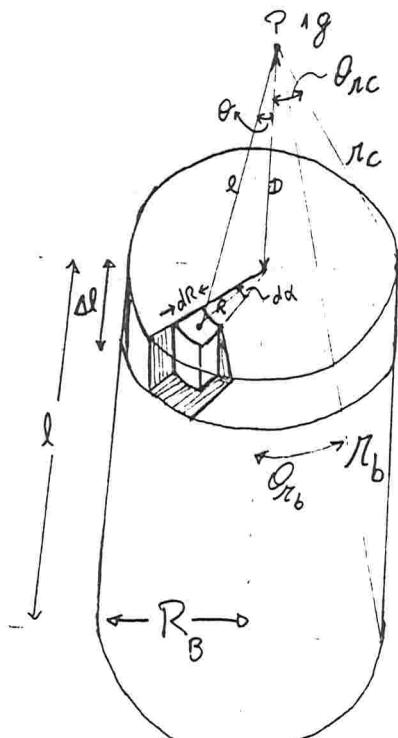
- Anomalia sobre corpo com forma que possa ser assimilada a um cilindro.

Na figura :

$dm$  = elemento de massa de um disco de espessura  $\Delta l$ , à uma distância variável  $R$  do eixo do cilindro, distante  $D$  do ponto  $P$ , o qual é situado no prolongamento do eixo do cilindro.

$dm = \rho dv; dv = dl (R d\alpha dr)$

$dm = \rho dl R d\alpha dr$



Da expressão do potencial newtoniano visto anteriormente ( expressão I do item 3.5.1.1 ), o potencial no ponto P devido ao elemento de massa dm será:

$$U = G \cdot p \iiint_V \frac{1}{r} \cdot dv = G \cdot p \iiint_V \frac{1}{r} dl \cdot R \cdot d\alpha \cdot dR$$

Para um disco de espessura pequena  $\Delta l$  teria-se integrando:

$$U = 2\pi G \cdot p \cdot \Delta l (\sqrt{D^2 + R_B^2} - D) \quad (\text{VER INTEGRAÇÃO})$$

NCTA- Integração de  $U = G \cdot p \iiint_V \frac{1}{r} dl R d\alpha dR$

Para um disco de pequena espessura ( $\Delta l$ ):

$$U = 2\pi G p \Delta l \int_{R=0}^{R=R_B} \frac{R \cdot dR}{r}$$

$$\int_{R=0}^{R=R_B} \frac{R}{r} dR = \int_{\theta=0}^{\theta=\theta_{nc}} \text{sen } \theta d(D \text{tg } \theta) = \int_0^{\theta_{nc}} \text{sen } \theta \cdot D d(\text{tg } \theta) = D \int_0^{\theta_{nc}} \text{sen } \theta \text{ sec}^2 \theta d\theta =$$

$$= D \int_0^{\theta_{nc}} \frac{\text{sen } \theta}{\cos^2 \theta} d\theta = \int_0^{\theta_{nc}} \text{sec } \theta \cdot \text{tg } \theta d\theta$$

$$\int_{R=0}^{R=R_B} \frac{R}{r} dR = D [\text{sec } \theta]_{\theta=0}^{\theta=\theta_{nc}} = D \left[ \frac{1}{\cos} - 1 \right] = D \left[ \frac{\sqrt{D^2 + R_B^2}}{D} - 1 \right] = \sqrt{D^2 + R_B^2} - D$$

$$U = 2\pi G p \Delta l (\sqrt{D^2 + R_B^2} - D)$$

Efeito anômalo na gravidade devido a um disco de pequena espessura sobre um ponto P, verticalmente colocado sobre o centro do disco

$$\Delta g_z = - \frac{dU}{dD} = - 2\pi G \cdot p \cdot \Delta l \cdot \frac{d}{dD} (\sqrt{D^2 + R_B^2} - D)$$

, donde derivando: (VER DERIVAÇÃO)

$$\Delta g_z = 2\pi G p \Delta l \left( 1 - \frac{D^2}{\sqrt{D^2 + R_B^2}} \right) \text{ ou } \Delta g_z = 2\pi G p \Delta l \left( 1 - \frac{D}{R_c} \right) = 2\pi G p \Delta l (1 - \cos \theta_{nc})$$

#### Expressões IV

NCTA- Derivação de  $\frac{d}{dD} (\sqrt{D^2 + R_B^2} - D) =$

$$= \frac{1}{2} (D^2 + R_B^2)^{\frac{1}{2}-1} \frac{d}{dD} (D^2 + R_B^2) - 1 = \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{\sqrt{D^2 + R_B^2}} \cdot 2D - 1 = \frac{D}{\sqrt{D^2 + R_B^2}} - 1$$

-Efeito anômalo sobre um ponto P acima do eixo do cilindro.

Para se obter a anomalia da gravidade para todo o cilindro, parte-se da expressão do potencial visto acima, integrando-se para todo o cilindro :

$$U = G \cdot \rho \int_{\alpha=0}^{\alpha=2\pi} \int_{l=D}^{l=D+l} \int_{R=0}^{R=R_B} \frac{dl \cdot R d\alpha \cdot dR}{e}$$

ou conforme expressões IV

$$\Delta g_z = 2\pi G \rho \int_{l=0}^{l=D+l} dl \left( 1 - \frac{D}{\sqrt{D^2 + R_B^2}} \right) ; \text{ INTEGRANDO}$$

$$\Delta g_z = 2\pi G \rho \left( l + \sqrt{D^2 + R_B^2} - \sqrt{R_B^2 + (D+l)^2} \right) \quad \text{EXPRESSÃO V}$$

$$\text{ou } \Delta g_z = 2\pi G \rho [l - (\pi_b - \pi_c)]$$

CONFORME A FIGURA.

NOTA- Integração de:

$$2\pi G \rho \int_{l=D}^{l=D+l} dl \left( 1 - \frac{D}{\sqrt{D^2 + R_B^2}} \right) ;$$

PARA INTEGRAR :  $R_B = (D+l) \operatorname{tg} \theta$  ;  $R_B = D \operatorname{tg} \theta + l \operatorname{tg} \theta$  ;  $l \operatorname{tg} \theta = R_B - D \operatorname{tg} \theta$  ;  
 $l = \frac{R_B}{\operatorname{tg} \theta} - D$  ;  $dl = R_B d \operatorname{cotg} \theta = -R_B \operatorname{cosec}^2 \theta \cdot d\theta$

$$1 - \frac{D}{\sqrt{D^2 + R_B^2}} = 1 - \cos \theta$$

$$\begin{aligned} \int_D^{D+l} dl \left( 1 - \frac{D}{\sqrt{D^2 + R_B^2}} \right) &= \int_{\theta=\theta_{nc}}^{\theta=\theta_{nb}} -R_B \operatorname{cosec}^2 \theta \cdot d\theta (1 - \cos \theta) = \int_{\theta_{nc}}^{\theta_{nb}} R_B \left( -\frac{1}{\operatorname{sen}^2 \theta} d\theta + \frac{\cos \theta}{\operatorname{sen} \theta} d\theta \right) = \\ &= R_B \int_{\theta_{nc}}^{\theta_{nb}} \frac{\cos \theta}{\operatorname{sen}^2 \theta} d\theta - R_B \int_{\theta_{nc}}^{\theta_{nb}} \frac{1}{\operatorname{sen}^2 \theta} d\theta = R_B \int_{\theta_{nc}}^{\theta_{nb}} \operatorname{cotg} \theta \operatorname{cosec} \theta \cdot d\theta - R_B \int_{\theta_{nc}}^{\theta_{nb}} \operatorname{cosec}^2 \theta \cdot d\theta = \\ &= R_B \left[ -\operatorname{cosec} \theta \right]_{\theta_{nc}}^{\theta_{nb}} - R_B \left[ -\operatorname{cotg} \theta \right]_{\theta_{nc}}^{\theta_{nb}} = R_B \left[ -\frac{1}{\operatorname{sen} \theta} \right]_{\theta_{nc}}^{\theta_{nb}} - R_B \left[ -\frac{\cos \theta}{\operatorname{sen} \theta} \right]_{\theta_{nc}}^{\theta_{nb}} = \\ &= R_B \left[ -\frac{\sqrt{R_B^2 + (D+l)^2}}{R_B} + \frac{\sqrt{D^2 + R_B^2}}{R_B} \right] - R_B \left[ -\frac{D+l}{R_B} + \frac{D}{R_B} \right] = \\ &= -\sqrt{R_B^2 + (D+l)^2} + \sqrt{D^2 + R_B^2} + D + l - D = l + \sqrt{D^2 + R_B^2} - \sqrt{R_B^2 + (D+l)^2} \\ 2\pi G \rho \int_{l=D}^{l=D+l} dl \left( 1 - \frac{D}{\sqrt{D^2 + R_B^2}} \right) &= 2\pi G \rho \left( l + \sqrt{D^2 + R_B^2} - \sqrt{R_B^2 + (D+l)^2} \right) \end{aligned}$$

Examinando-se as expressões IV e V verifica-se :

- Quando o disco é de espessura finita (relativamente pequena), e com o raio igual ao infinito ( $r_b = \infty$ ),  <sup>$r_b = r_c = 0$  ou,</sup>  $\cos \theta_{rc} = 0$ , resulta da expressão IV e V:  $\Delta g_z = 2\pi G \rho \Delta l$  Expressão utilizada para fazer-se a correção de Bouguer vista no item 3.4.4.

Observa-se ainda, que nessas condições o efeito  $\Delta g_z$  independe de D, ou seja, <sup>INDEPENDENTE</sup> da profundidade da massa causadora da anomalia.

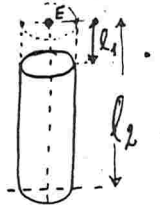
Assim, para formações de grande extensão em área :

- A anomalia gravimétrica não tem poder de resolução para efeito de profundidade.
- O efeito de atração da formação, independe da sua profundidade D, sendo proporcional somente a sua espessura  $\Delta l$ .
- Quando o cilindro é muito longo, sendo a profundidade D insignificante em relação a l, da expressão V,  $\Delta g_z = 2\pi G \rho R l$ ; a anomalia  $\Delta g_z$ , dependerá somente do raio do cilindro. A anomalia permanece finita mesmo que o cilindro seja de extensão em profundidade muito grande (praticamente infinita).

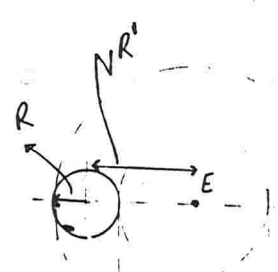
- Existem tabelas para computação do efeito de massas cilíndricas verticais sobre uma estação locada no centro da base superior, nos quais os parâmetros variáveis são Rg e l (raio e comprimento do cilindro).

Essas tabelas podem ser usadas nas três hipóteses seguintes:

a) A estação E está sobre o centro do cilindro e acima do mesmo a uma distância  $D = l_2 - l_1$ . Computa-se mediante a tabela, os efeitos de dois cilindros de comprimentos  $l_2$  e  $l_1$ . A diferença desses dois efeitos será o efeito procurado.

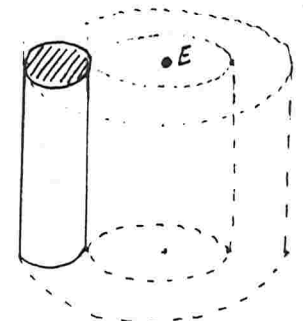


b) A estação está locada fora do eixo do cilindro, porém no mesmo nível da sua base superior. São computados os efeitos  $C_{R'+R}$  e  $C_{R'-R}$  de dois cilindros com os raios respectivamente  $R'+R$  e  $R'-R$ .



A diferença entre esses dois valores computados, representa o efeito de um cilindro cujo cuja espessura é 2R (diâmetro do cilindro do problema).

Essa diferença é multiplicada pela relação : superfície da base do cilindro procurado, pela superfície do anel entre os diâmetros  $R'+R$  e  $R'-R$ , ou

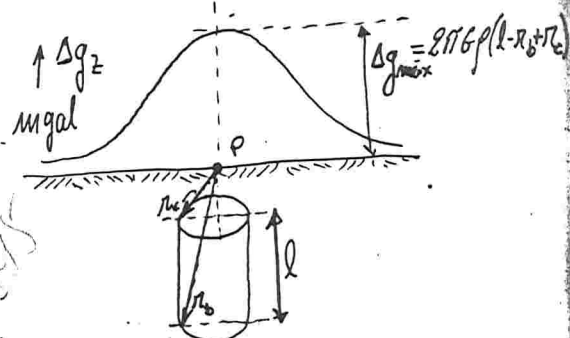


seja, secção cheia do cilindro oco :

$$\left[ C_{R'+R} - C_{R'-R} \right] \cdot \left[ \frac{R^2}{(R'+R)^2 - (R'-R)^2} \right]$$

c) A estação está locada fora do eixo do cilindro e em nível diferente da sua base superior. Combina-se os dois procedimentos anteriores para computar-se o efeito do cilindro.

A forma geral da anomalia devido ao efeito de um cilindro vertical num perfil transversal, é mostrada no desenho ao lado.



### 3-5-1.2.3

Efeito de setores cilindricos verticais.

Com o mesmo raciocínio com que foi deduzida a expressão V do item anterior ( item 3-5-1.2.2 ), seria possível obter-se a expressão do efeito de um setor como o figurado:

$$\Delta g_z = \varphi G \rho [l - (\pi_b - \pi_c)]$$

( Na integração do disco daquela dedução, em vez de integrar-se  $\alpha$  entre os limites 0 e  $2\pi$ , se integraria entre os limites 0 e  $\varphi$  ).

Subtraindo-se efeitos de setores de cilindros externos e internos, pode-se deduzir os efeitos de porções de setores cilindricos como o figurado ao lado :

$$\Delta g_z = \varphi G \rho (\pi_3 + \pi_2 - \pi_1 - \pi_4)$$

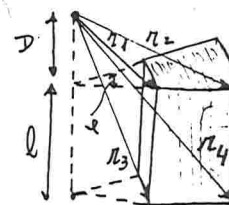
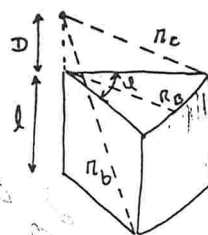
Essa expressão é muito utilizada para estimar efeitos de massas de formas irregulares, através de gabaritos.

As tabelas ( de Hammer) para calcular a correção topográfica numa estação, vistas no item 3-4-5, são computadas, considerando o efeito das rochas em cada setor do gabarito segundo esse modelo.

### 3-5-1.2.4

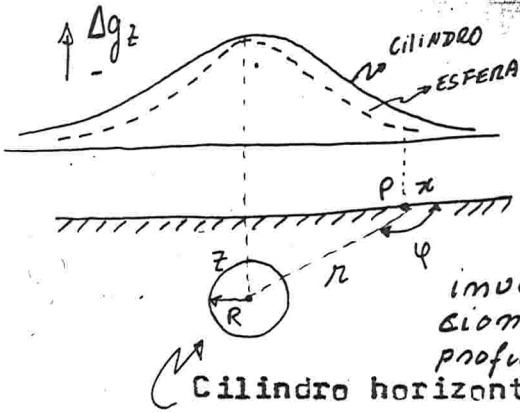
Efeitos de corpos geológicos com uma direção predominante (corpos de dimensões praticamente bidimensionais).

Os efeitos de corpos nessas condições são deduzidos segundo o modelo físico do potencial logaritmico, expressões III do item 3-5-1.1 ( Referência Heiland 1963 ).





Efeito de um cilindro horizontal conforme a figura; é expresso por:

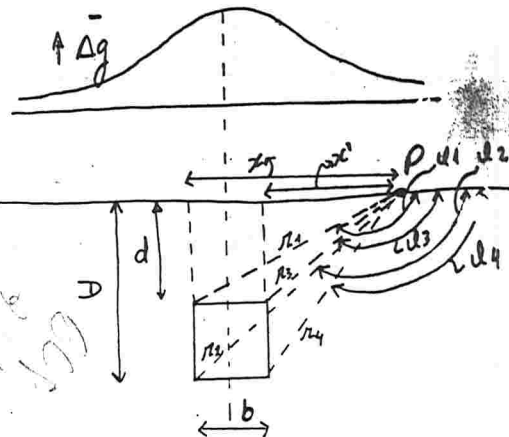


$$\Delta g_z = 2\pi G \rho z \left(\frac{R}{r}\right)^2 = \frac{2\pi G \rho R^2 \sin \varphi}{r}$$

$$= 2\pi G \rho R^2 \frac{z}{z^2 + r^2}; \text{ O efeito é}$$

inversamente proporcional à profundidade  $z$  (não ao quadrado da profundidade de  $z$ , como poderia parecer)

Cilindro horizontal perpendicular à figura. (modelo de uma anticlinal com núcleo mais denso); comparação da forma da anomalia devida a um cilindro horizontal e à uma esfera.



PRISMA HORIZONTAL MODELO DE DIQUES, VEIOS, ESTRATOS HORIZONTAIS

O efeito de um prisma horizontal, conforme a figura ao lado, é expresso por:

$$\Delta g_z = 2G\rho \left[ x \log_e \frac{\pi_2 \cdot \pi_3}{\pi_1 \cdot \pi_4} + b \log_e \frac{\pi_4}{\pi_3} + D(\varphi_2 - \varphi_4) - d(\varphi_1 - \varphi_3) \right]$$

- Se a superfície inferior move-se para uma profundidade muito grande, o modelo representará um dique ou um veio vertical de grande persistência em profundidade. Nesse caso,  $\pi_2 \rightarrow \pi_4 \cong D$ , e  $D(\varphi_2 - \varphi_4) \rightarrow b$  tendo-se então :

$$\Delta g_z = 2G\rho \left[ x \log_e \frac{\pi_3}{\pi_1} + b(\log_e \frac{\pi_4}{\pi_3} + 1) - d(\varphi_1 - \varphi_3) \right]$$

Quando a extensão em profundidade tende para infinito a anomalia devida a um dique cresce pouco, mas indefinidamente (devido a que  $r_4 \rightarrow \infty$ , crescendo indefinidamente o segundo termo). Observe-se a diferença em relação a anomalia sobre um cilindro vertical que permanece finita, tornando-se independente da sua extensão em profundidade, quando a mesma tende para o infinito.

- Se as faces verticais afastam-se em sentidos opostos até o infinito  $\pi_1 \rightarrow \pi_2, \pi_3 \rightarrow \pi_4, \varphi_1 \text{ e } \varphi_2 \rightarrow \pi, \varphi_3 \text{ e } \varphi_4 \rightarrow 0$ , tem-se  $\Delta g_z = 2\pi G\rho(D-d)$

Esse é o modelo de uma lage de grande extensão (praticamente infinita). A grandeza não depende da sua profundidade, mas somente de sua espessura.

Observe-se que esse modelo e a anomalia correspondente, coincide com o do modelo de um disco de raio infinito, o qual foi considerado para a correção de Bouguer, visto nos itens 3.4.4 e 3.5.1.2.2.

Esse modelo adapta-se as estruturas aplainadas como lacólitos intrusivos e leitos de minério de grande extensão.

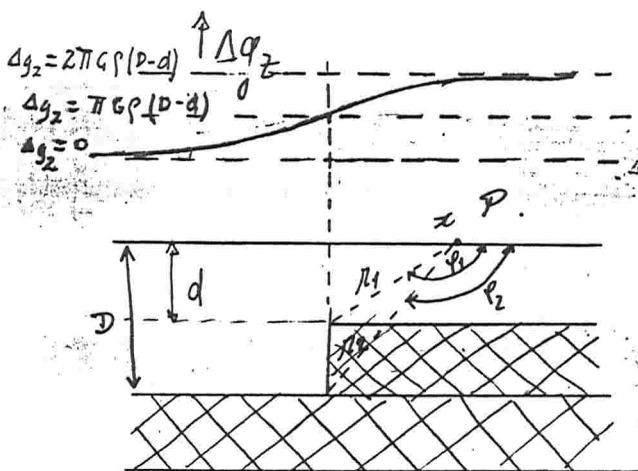
- Se a face vertical da direita da figura do prisma, se afastasse no sentido da direita da figura, para uma distância praticamente igual ao infinito, teria-se :

$$\pi_3 \rightarrow \pi_4, \quad \varphi_3 \text{ e } \varphi_4 \rightarrow 0$$

A expressão tornaria-se :

$$\Delta g_z = 2G\rho \left( x \log_e \frac{\pi_2}{\pi_1} + D\varphi_2 - d\varphi_1 \right)$$

Esse é o modelo para uma falha de rejeito vertical (D-d), ou um ressalto vertical no embasamento cristalino.



Sobre o plano da falha nessas condições,  $x=0$  e  $\varphi_2 = \varphi_1 = \frac{\pi}{2}$ , tendo-se então  $\Delta g_z = \pi G \rho (D-d)$ , isto é, metade do efeito de Bouguer devido uma diferença de nível igual ao rejeito da falha.

### 3-5-1.2.5

Métodos gráficos para interpretação de anomalias devidas a corpos de forma irregular  $Q_5$ .

Existem tabelas, as quais consistem em reticulados cujo centro é colocado sobre a estação em mapas ou perfis. Cada setor do reticulado representará uma porção de um corpo com forma regular. Dessa forma poderá se compor corpos de formas irregulares, computando-se seus efeitos sobre a estação. (Ref. Heiland 1963, Parasnis 1962, Figuerola 1974).

### 3-5-2 Regras Chaves para interpretação de anomalias gravimétricas.

#### 3-5-2.1 - Variáveis chaves

Na prática de aplicação dos métodos gravimétricos, é importante a computação fazendo ajustamentos sutis, dos parâmetros condicionantes, objetivando ajustar anomalias calculadas às observadas.

Porém mais importante, é desenvolver um "sentimento" para a anomalia gravimétrica, *Imposta, de um lado*, visualizar feições marcantes com respeito a distribuição das massas causadoras do distúrbio  $Q_5$  e, de outro lado, efetuar variações apropriadas nos parâmetros presumidos, de modo a simplificar os procedimentos das computações quantitativas.

Para efeito de interpretações as "variáveis chaves" são:

- a) grandeza
- b) Aplainamento ou agudeza da anomalia
- c) Resolução
- d) Alongamento segundo uma direção, e peculiaridades de forma.

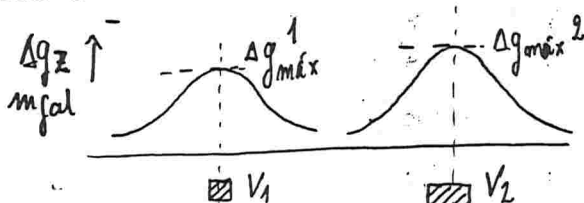
a) grandeza -

Significa não somente seu valor máximo em mgal, como também qualquer um dos valores observados no âmbito da anomalia estudada.

É o atributo fundamental, porque em condições uniformes de profundidade e contraste de densidade, a grandeza de uma anomalia é proporcional a grandeza da estrutura. É proporcional ao contraste de densidade entre as rochas da estrutura e as rochas encaixantes, e não à densidade absoluta do material constituinte da estrutura.

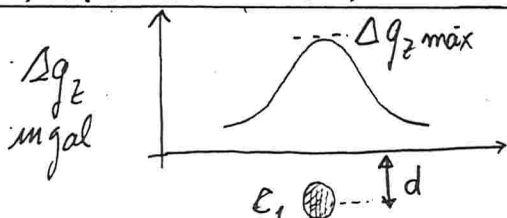
Mesmo que os contrastes de densidades e a geometria das rochas intervenientes sejam desconhecidos, a grandeza da anomalia é indicativa do excesso ou deficiência de massas.

- Em condições equivalentes de profundidade, forma do corpo e contraste de densidade :



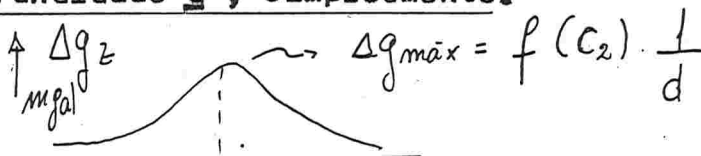
Os valores máximos das anomalias respectivas, serão proporcionais aos seus volumes. Se  $V_2 = 2V_1$ , teria-se  $\Delta g_{m\acute{a}x}^1 = \frac{1}{2} \Delta g_{m\acute{a}x}^2$

- Em condições equivalentes de contraste de densidade e volume, para corpos de massa concentrada tridimensionais (tendendo a equidimensionais ou esféricos), como por exemplo "ore shoots" de minério ou paleocolinas do embasamento cristalino, - a grandeza da anomalia é inversamente proporcional ao quadrado da profundidade da estrutura.



$$\Delta g_z \text{ máx} = f(c_1) \cdot \frac{1}{d^2}$$

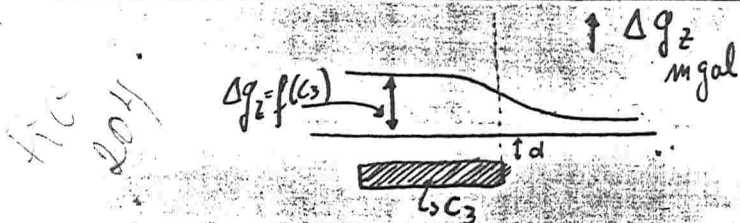
- Nas mesmas condições de equivalência de volume, e contrastes de densidade, para corpos bidimensionais horizontais, isto é, corpos muito alongados segundo a direção como por exemplo, um cilindro horizontal : - A grandeza de anomalia, a grosso modo, é inversamente proporcional à sua profundidade  $d$ , simplesmente.



CILINDRO COM COMPRIMENTO PERPENDICULAR A FIGURA TENDENDO AO INFINITO.

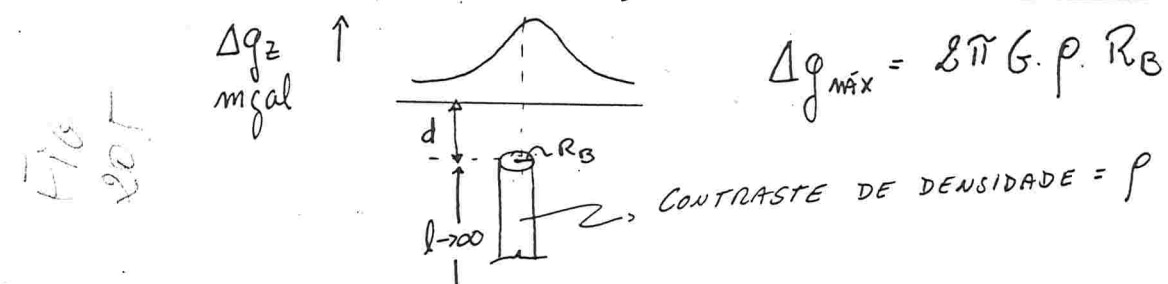
- Nas mesmas condições, para corpos tabulares com comprimento e largura muito grandes, como por exemplo corpos de minério estratiformes de grande extensão, horizontais ou com pequeno mergulho, a grandeza da

anomalia praticamente independente da profundidade.



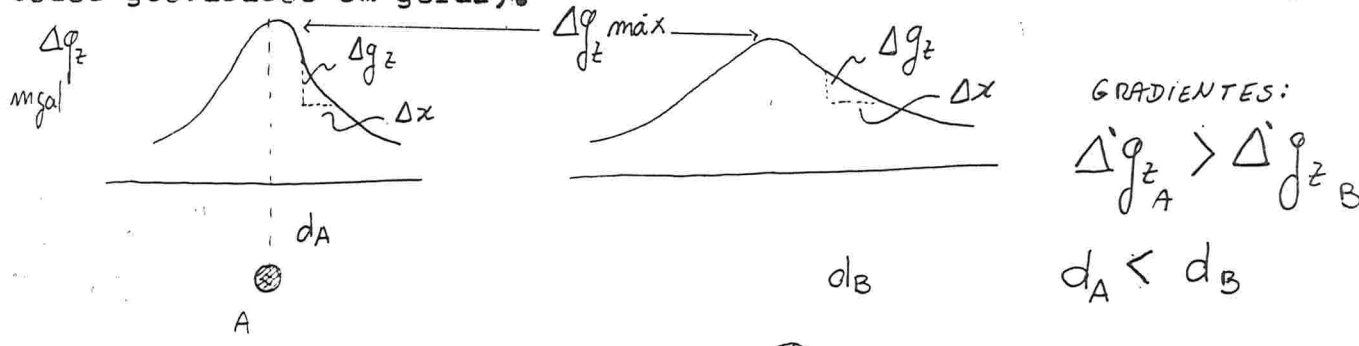
Como foi visto nos itens 3-5-1.2.2 e 3-5-1.2.4, nas condições figurada, a grandeza da anomalia na extremidade do corpo tabular é igual a metade do efeito de Bouguer (proporcional tão somente a espessura e o contraste de densidade do corpo); para esquerda da figura a anomalia torna-se igual ao efeito de Bouguer.

Também para um corpo cilíndrico de atitude vertical, com extensão em profundidade muito grande, a grandeza de sua anomalia independe da profundidade do topo e de sua extensão (sendo o raio do cilindro o único parâmetro de forma, condicionante do valor Δgz)



b) - Aplainamento ou agudeza da anomalia.

Essa variável manifesta-se claramente nos perfis. Anomalias agudas abruptas identificam-se facilmente, enquanto que anomalias amplas (aplainadas tendem a confundir-se com o background) Anomalias devido massas pouco profundas, tendem a ser agudas, enquanto as devidas a causas profundas tendem ao aplainamento. (Essa característica verifica-se também para os levantamentos magnéticos e para outros métodos geofísicos em geral).



Os parâmetros determinantes dessa característica são: o valor máximo da anomalia  $\Delta g_z \text{ max.}$ , e a taxa de decrescimento de  $\Delta g_z$  com a distância  $x$ , ou seja o gradiente da anomalia, isto é sua derivada primeira em relação a  $x$ .

$$\Delta' g_z = \frac{d}{dx} \Delta g_z$$

Como acontece nos levantamentos magnéticos, se postulamos forma geométrica simples para um corpo causador da anomalia, é geralmente possível estabelecer regras determinantes da profundidade do corpo (profundidade do topo ou de seu centro de gravidade). PARÂMETROS

Contrariamente, estabelecendo-se preliminarmente para metros de profundidade, a forma do corpo causador de uma anomalia, não pode ser deduzida a partir da mesma. Isto porque, várias distribuições de massa numa determinada profundidade, podem causar a mesma anomalia.

Fixando-se a forma e grandeza da anomalia, e variando-se distribuição de massas, deduz-se profundidades variáveis. Nessas condições o limite mínimo de profundidade, é a superfície do terreno (tratando-se de volume, o topo do mesmo tangenciando em um ou mais de seus pontos a superfície do terreno). Entretanto pode ser demonstrado que nessas mesmas condições o valor máximo da profundidade é limitado (Referência Parasuis 1962). Pesquisas neste sentido tem demonstrado que, quando o contraste de densidade entre o corpo causador da anomalia e a rocha encaixante permanece sempre positivo ou negativo, o valor máximo da profundidade é expresso pela seguinte desigualdade:

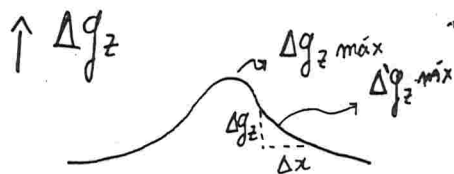
$$h \leq 0,86 \Delta g_z^{\text{máx}} / |\Delta'g_z^{\text{máx}}|$$

onde  $h$  = máxima profundidade do topo da estrutura e  $\Delta'g_z$  máx. o gradiente máximo horizontal da anomalia (EM VALOR ABSOLUTO)

ou pela desigualdade:  $h \leq 1,5 \Delta g_z / |\Delta'g_z|$

onde  $\Delta g_z$  e  $\Delta'g_z$  = respectivamente, o valor da anomalia e seu gradiente horizontal, em qualquer um dos pontos da mesma.

Assim é possível estimar-se um valor máximo para  $h$  a partir de cada um dos pontos observados da anomalia, sendo considerado o mínimo desses valores, como o máximo possível para a profundidade da estrutura.

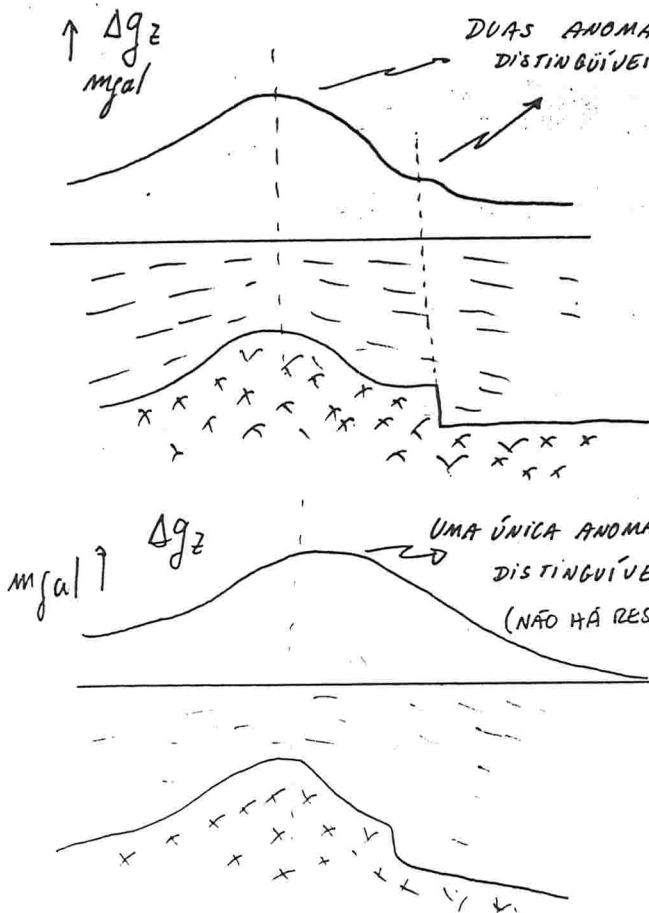


$$\Delta'g_z = \frac{d}{dx} \Delta g_z \approx \frac{\Delta g_z}{\Delta x}$$

c) Resolução.

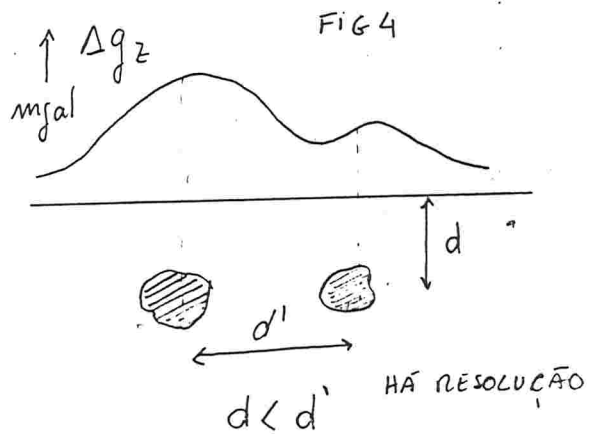
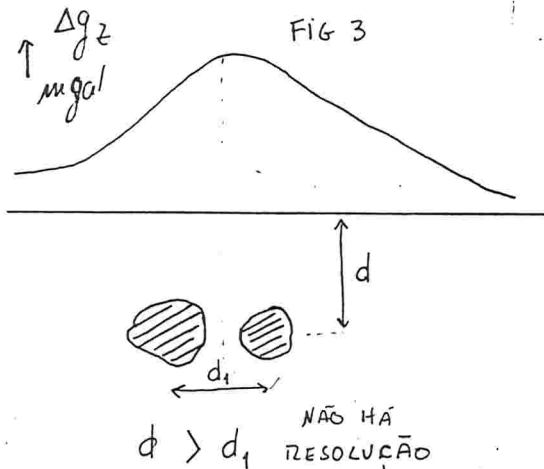
Duas ou mais anomalias são consideradas resolúveis se elas podem ser reconhecidas como resultantes de duas ou mais estruturas adjacentes separadas. É obvio que para isso, as anomalias de um perfil deverão mostrar duas ou mais distinguíveis características, como sejam valores máximos ou pontos de inflexão.

Se somente uma característica existe, um estudo quantitativo detalhado, algumas vezes, pode demonstrar que são necessárias mais de uma estrutura para sua explicação.



A resolução depende da profundidade e da distância entre as estruturas intervenientes. Se os dois corpos (ou estruturas) estão a uma mesma profundidade e a distância entre eles é menor que a profundidade, a anomalia observada se confundirá numa só, dando a impressão de existir um único corpo causador da anomalia. Diz-se então que não há resolução.

( Figuras 3 e 4 )



d) Alongamento segundo uma direção e peculiaridades de forma .

Alongamentos segundo uma direção , da forma das curvas de contorno de  $\Delta g_z$  em planta, sugere ou é indício ,da direção predominante do corpo, ou estrutura causadora da anomalia.

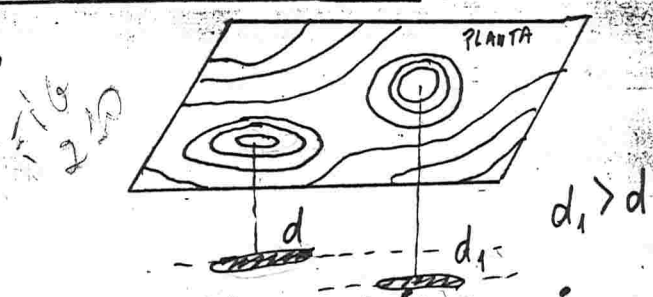


Direção presumível da estrutura causadora da anomalia.

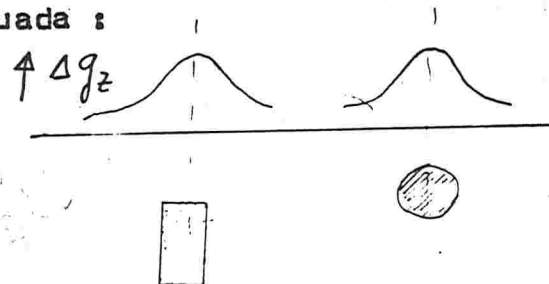
Essa característica aplica-se para métodos magnéticos, e para todos os métodos geofísicos em geral.

- Massas concentradas tendem a dar padrões anômalos circulares, se suas dimensões forem pequenas em relação às profundidades.

- Dois corpos de mesmo alongamento, produzirão anomalias com padrão tendendo mais a forma circular, quanto maior for a sua profundidade.



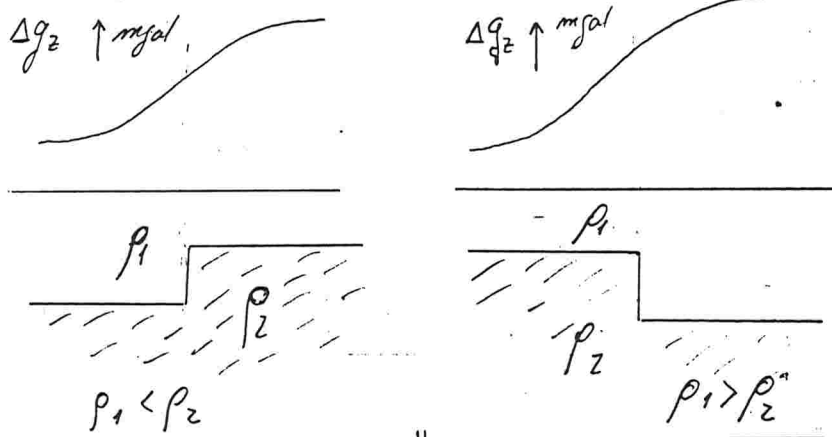
Uma característica marcante da anomalia gravimétrica, é que a mesma é praticamente insensível em relação aos parâmetros de mergulho e extensão ao longo do mergulho. Por exemplo a anomalia gravimétrica devido a um cilindro vertical de grande comprimento, não é distinguível na prática, da anomalia devido a uma massa concentrada como uma esfera, colocada a uma profundidade adequada :



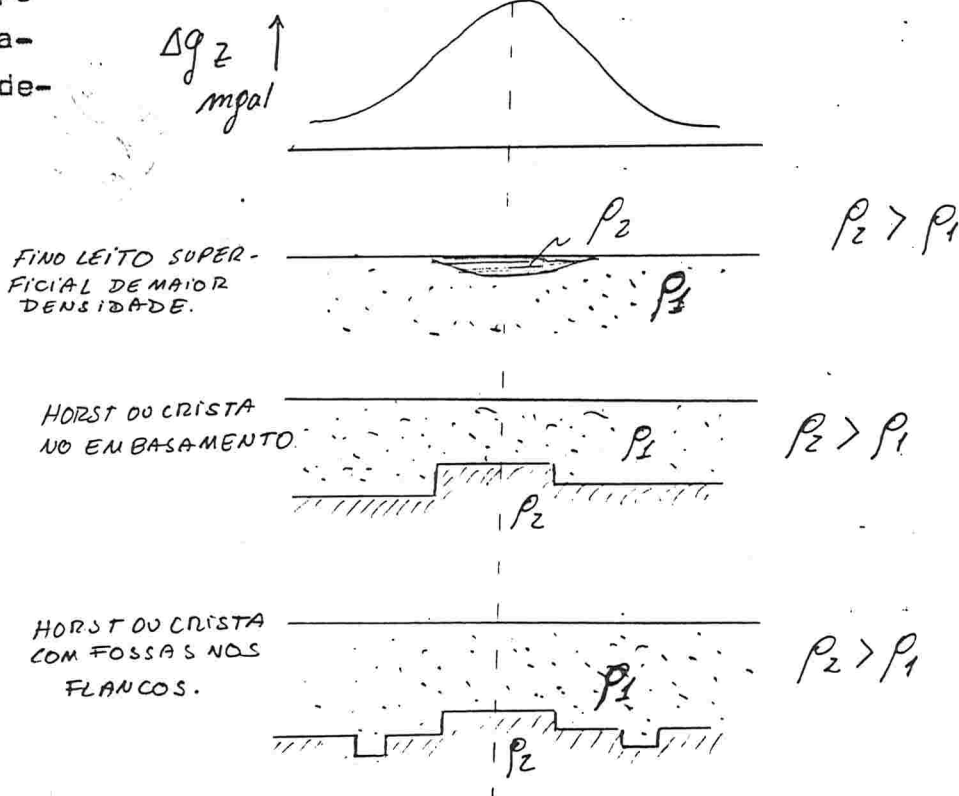
Observe-se que anomalias magnéticas, pelo contrário, são muito sensíveis as condições de atitude dos corpos causadores das anomalias.

3-5-2.2 Casos típicos de ambigüidade das anomalias gravimétricas, em perfil.

Nas condições figuradas, uma mesma anomalia poderá ser o resultado das duas estruturas representadas.

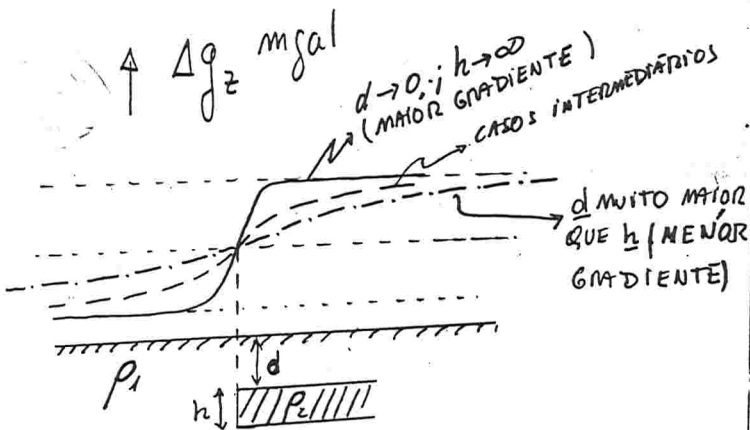


Os três tipos de estrutura figurados poderão ocasionar anomalia com a mesma grandeza e forma.

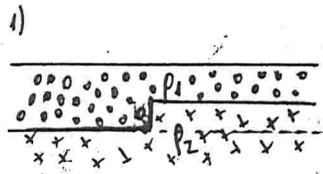


Qualquer uma das quatro primeiras estruturas figuradas pode ser substituída, para efeito de interpretação gravimétrica, pela quinta estrutura figurada. (na parte de baixo da figura).

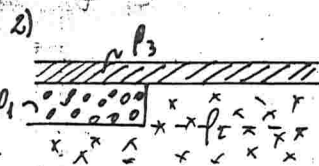
A anomalia resultante dessa estrutura é a seguinte:



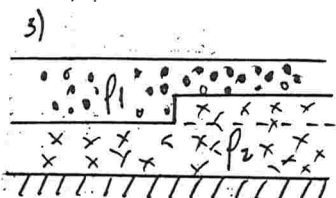
UMA MESMA FORMA DE ANOMALIA COM GRADIENTES VARIÁVEIS, CONFORME A VARIACÃO DOS PARÂMETROS ESPESURA E PROFUNDIDADE.



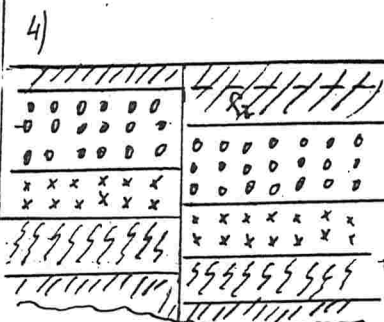
RESSALTO DO EMBASAMENTO COM COBERTURA DE ESPESURA VARIÁVEL



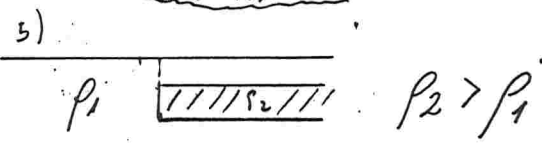
MESMA ESTRUTURA COBERTA POR CAMADA INVARIÁVEL.



AFINAMENTO DE CAMADA MAIS DENSA COMO POR EXEMPLO, ROCHAS EXTRUSIVAS COBERTAS POSTERIORMENTE



TÍPICA FALHA





### 3-5-3 - Separação da anomalia regional.

Da mesma forma como acontece nos levantamentos magnéticos, as anomalias dos levantamentos gravimétricos, significam variações do campo terrestre devidas a muitas causas de natureza geológica, atuando simultaneamente.

Um mapa de isoanômalas de valores de Bouguer, ou um perfil de valores de Bouguer, representam (em planta ou em perfil) os valores observados com o gravímetro, após corrigidos de variações instrumentais, das variações devidas à latitude, à altitude, ao relevo e ao efeito Bouguer. Valores assim corrigidos, representarão os efeitos de natureza geológica somente, sendo por sua vez o efeito resultante de distribuições de massas ocorrendo próximas, relativamente distantes, e em diferentes profundidades.

Assim um mapa ou um perfil, poderia representar simultaneamente, efeitos de rochas sedimentares próximas, de rochas do embasamento cristalino mais distantes, e ainda efeitos devidos ao magma do interior da terra, muito mais distante.

Efeitos das massas muito distantes, como os devidos ao magma profundo e resíduos de efeitos do relevo distante (desconsiderados na correção topográfica) são muito atenuados. Por isso deverão produzir anomalias de amplitude muito grande, sendo praticamente insensíveis.

Efeitos de massas ainda relativamente distantes, porém mais próximas que as citadas, como por exemplo de distribuição ocorrendo no embasamento cristalino de uma bacia sedimentar, produzirão variações sensíveis, ainda que de grande amplitude, e em geral, de âmbito regional.

O conjunto dos efeitos sensíveis, de âmbito regional (de grande amplitude geralmente) são denominados efeitos de Background ou efeito regional.

De outro lado, efeitos de causas relativamente próximas, tenderão a produzir anomalias mais agudas, mais localizadas, as quais são denominadas anomalias locais. Estas últimas, são as que mais interessam à prospecção geofísica.

Os efeitos regionais e locais são superpostos, e representados indiferenciadamente nas curvas de contorno, e em perfil. Por isso torna-se necessário analisá-los separadamente na interpretação.

A separação dos efeitos regionais é a primeira e a mais importante fase da interpretação dos resultados de um levantamento geofísico gravimétrico. Consiste na preparação do mapa ou dos perfis residuais a partir dos mapas ou dos perfis de Bouguer, tendo-se :

ANOMALIA RESIDUAL = ANOMALIA DE BOUGUER - ANOMALIA REGIONAL ;

sendo :

$$\text{ANOMALIA DE BOUGUER} = \text{ANOMALIA OBSERVADA} + \text{CORREÇÕES APLICADAS NOS LEVANTAMENTOS COM GRAVÍMETRO}$$

No caso de levantamentos magnéticos, teria-se análogamente:

$$\text{ANOMALIA RESIDUAL} = \text{ANOMALIA CORRIGIDA} - \text{ANOMALIA REGIONAL}$$

$$\text{anomalia corrigida} = \text{anomalia observada} + \text{correções aplicadas nos levantamentos com magnetômetro.}$$

Os processos para remover o gradiente regional, ou sejam os processos pra "filtrar" os efeitos locais, são classificados em processos gráficos e analíticos, compreendendo cada uma dessas categorias, diversas variantes ou técnicas.

Essas técnicas ( ou processos) foram desenvolvidos para interpretação de levantamentos gravimétricos ou magnéticos, aplicando-se em ambos os métodos.

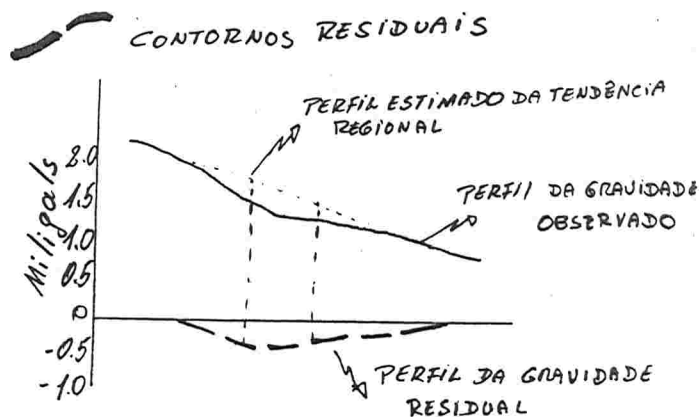
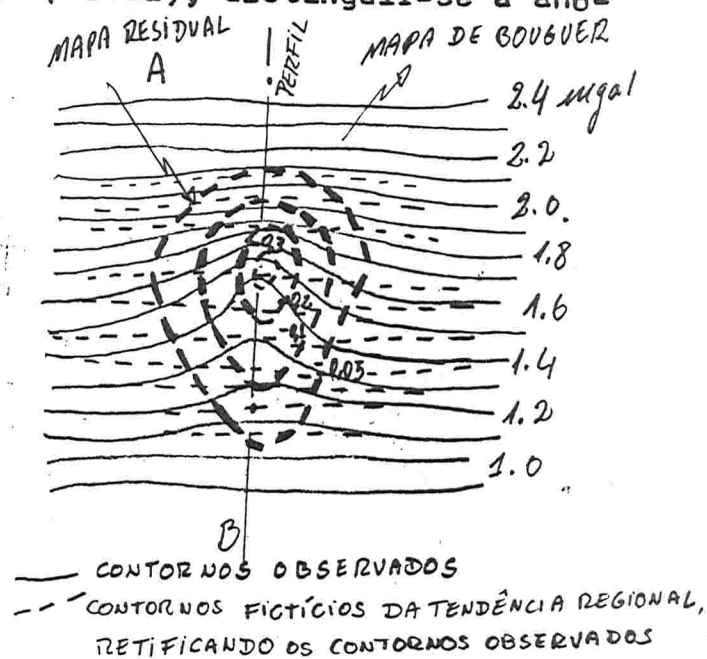
### 4 3-5 .3.1 - Processos gráficos para filtrar anomalias locais

Em muitos casos as linhas de contorno distantes das áreas de distúrbio, apresentam-se de forma regular, sendo possível, por simples construções gráficas no mapa ( ou perfil), distinguir-se a anomalia local da tendência regional.

A figura ao lado representa:

- na parte de cima, a determinação do mapa residual por subtração dos contornos fictícios construídos. Os contornos fictícios representam a tendência regional, dos contornos observados.
- na parte de baixo, a determinação do perfil residual, subtraíndo-se valores da tendência regional do perfil observado. Muitas vezes as tendências regionais, apresentam-se menos evidentes.

A estimação das tendências regionais, é sempre com base em critério subjetivo pessoal do intérprete, tornando-se mais arbitrário, quando as tendências regionais são menos evidentes.



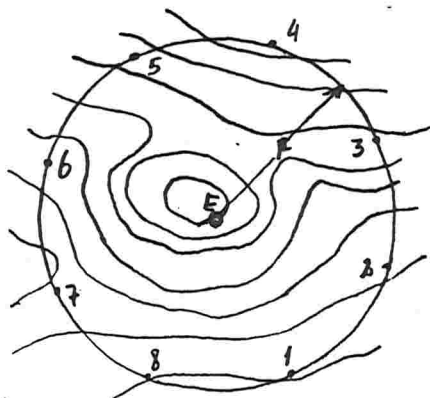
PERFIL AB DE  $\Delta g_z$

Esse empirismo baseado em julgamento pessoal, constitui a maior objeção contra a creditabilidade dos processos gráficos, dando origem a opiniões radicais depreciativas contra os mesmos.

Assim Nettlenton L.L. 1954, citado por Dobrin 1960, diz que "o efeito regional é aquilo que você subtrai, com objetivo de restar o que lhe pareça ser a estrutura local".

3-5-3.2. Processo numérico analítico - Técnica de Griffin 1949, para "filtrar" anomalias locais.

Essa é uma das técnicas mais utilizadas. Inspeccionando-se o mapa de Bouguer, localiza-se as perturbações, e o raio  $r$  (aproximado) da extensão horizontal de propagação dos distúrbios. Com esse raio constroem-se circunferências com centros em cada estação do levantamento. Desse modo cada estação do levantamento ficará envolvida por circunferências, as quais cortarão as isonômalas de Bouguer próximas.



Para "filtrar" os efeitos regionais, subtrai-se do valor de Bouguer de cada estação, a média dos valores de Bouguer circunvizinhos, correspondentes a pontos localizados sobre a circunferência, dividida em setores iguais. Assim na figura, o valor a ser "filtrado" na estação E, seria a média:

$$\frac{1}{8} (g_1 + g_2 + g_3 + g_4 + g_5 + g_6 + g_7 + g_8)$$

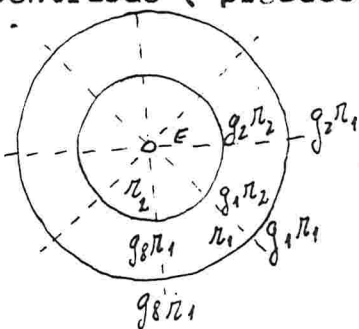
Esse processo restringe o fator pessoal do intérprete, porém não o elimina, uma vez que o raio da circunferência depende de julgamento pessoal.

Em muitos casos, é difícil ou impossível, estabelecer-se um valor que represente a amplitude de propagação dos distúrbios, aplicável para todo o mapa.

Obtidos valores "filtrados" para todas as estações do levantamento, constroem-se novas curvas de contorno, elaborando-se assim o mapa das anomalias residuais.

- Existem variantes desse processo, nos quais as médias são obtidas de pontos de vértices de polígonos regulares centrados nas estações.

- Outra variante consiste em adotar-se duas circunferências concêntricas (processo Saxov e Nygaard)



VALOR  $R$  A SUBTRAIR DO VALOR DE BOUGUER NA ESTACÃO E

$$R = \frac{1}{r_2 - r_1} \left[ \frac{1}{m} (g_{1r_1} + g_{2r_1} + \dots + g_{mr_1}) - \frac{1}{m} (g_{1r_2} + g_{2r_2} + \dots + g_{mr_2}) \right]$$

$m$  e  $M$  NÚMEROS DE PONTOS TOMADOS SOBRE AS CIRCUNFERÊNCIAS DE RAIOS  $r_1$  e  $r_2$ .

- Variante de processo numérico analítico mais sofisticado, consiste em considerar que a anomalia regional varie linearmente. Estabelece-se a condição de que a soma dos quadrados dos desvios entre os valores das anomalias de Bouguer e da anomalia regional (isto é, os quadrados dos valores da anomalia residual), seja a mínima. Então mediante raciocínio de álgebra linear, calcula-se coeficientes para calcular os valores residuais em cada estação. (referência Figuerola 1974)

3-5-3.3. Processo de interpretação pela segunda derivada vertical da anomalia da gravidade.

Baseia-se no fato de que a segunda derivada da anomalia, tende a acentuar os efeitos de causas menos profundas, em relação aos efeitos devidos a causas mais profundas.

Fundamenta-se no seguinte raciocínio:

Supondo uma massa pontual situada a uma profundidade Z. O máximo de anomalia devido a essa massa pontual ocorrerá verticalmente acima, sendo o seu valor  $g = \frac{C}{Z^2}$ ; onde C = G.m (produto da constante gravitacional pela massa).

Derivando-se duas vezes a variável g, em relação a variável Z (profundidade), obter-se

$$\frac{d^2 g}{dz^2} = g'' = -\frac{6C}{Z^4}$$

Admitindo-se, por exemplo que as profundidades de uma mesma massa estejam a um unidade (1) ou a cinco (5) unidades de comprimento, verifica-se que os valores máximos de g estariam na proporção de

$$\frac{1}{1^2} : \frac{1}{5^2} \text{ ou seja inversamente proporcionais respectivamente a}$$

uma e 25 unidades.

Nessas mesmas condições as segundas derivadas de g, estariam na proporção de  $\frac{1}{(1)^4} : \frac{1}{(5)^4}$ , ou seja inversamente proporcionais a

1 e 625.

Então anomalias devido a massas pontuais à profundidades 1, e 5, seriam muito menos diferenciadas, que os valores respectivos das segundas derivadas. Os efeitos das massas profundas apresentariam-se muito atenuados, quando as anomalias respectivas, fossem representadas pelas segundas derivadas em relação a Z, das anomalias de Bouguer do levantamento.

Pode ser dito, de modo geral :

Supondo-se duas massas pontuais à profundidades  $a_1$  e  $a_2$ , sendo  $a_2 > a_1$ . Os valores máximos  $\Delta g_1$  e  $\Delta g_2$  estarão na proporção de

Os máximos valores de  $\frac{d \Delta g}{dz}$  estarão na proporção  $\frac{a_2^3}{a_1^3}$

A QUAL É MAIOR QUE  $\frac{a_2^2}{a_1^2}$ . OS MÁXIMOS VALORES DE  $\frac{d^2 \Delta g}{dz^2}$

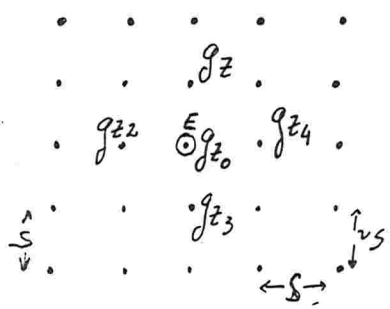
ESTARÃO NA PROPORÇÃO

$$\frac{a_2^4}{a_1^4}$$

a qual é maior do que  $\frac{a_2^3}{a_1^3}$  e assim por diante.

Observe-se que esse mesmo raciocínio, poderia ser aplicado para anomalias magnéticas (as quais variam com a profundidade segundo a lei de Coulomb).

Por outro lado, dispondo-se de um levantamento gravimétrico (ou magnético), com malha de medida densa, é possível calcular-se diretamente, dos dados do levantamento em planta, os valores das derivadas segunda, com a profundidade da anomalia gravimétrica (ou magnética). Pode ser demonstrado que numa malha quadrada como representado na figura: (ref. Parasnis 1966)



$$\frac{d^2}{dz^2} g_{z0} = g_{z0}'' \approx \frac{4}{S^2} [g_{z0} - \bar{g}_z] \text{ mgal/m}^2,$$

ONDE:

$g_{z0}''$  = SEGUNDA DERIVADA DA ANOMALIA NA ESTAÇÃO E, EM RELAÇÃO A Z

$g_{z0}$  = ANOMALIA DE BOUGUER NA ESTAÇÃO E

$$\bar{g}_z = \frac{g_{z1} + g_{z2} + g_{z3} + g_{z4}}{4}$$

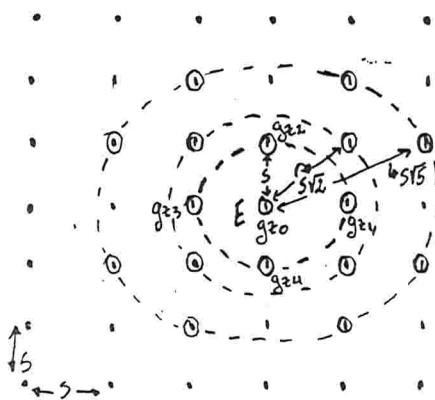
ARITMETICA

isto é a média dos valores das anomalias de Bouguer de quatro pontos vizinhos na malha.

S = distância dos pontos da malha das estações do levantamento

Na prática é utilizada a fórmula mais precisa de Rosenbach, para o cálculo da derivada segunda de  $g_z$  em relação Z (Referência Figuerola 1974). Essa fórmula consiste no seguinte:

Tendo-se uma malha quadrada de medidas de  $g_z$  como a representada na figura.



$$\left[ \frac{d^2 g_z}{dz^2} \right]_{\text{NA ESTAÇÃO E}} = \frac{1}{625^2} [44g_{z0} + 16g'(s) - 12g'(s\sqrt{2}) - 48g'(s\sqrt{5})]$$

SENDO: S = ESPACAMENTO DA MALHA DO LEVANTAMENTO

$g_{z0}$  = VALOR DE BOUGUER NA ESTAÇÃO E

$g'(s)$  = VALOR MÉDIO DOS QUATRO VALORES DE BOUGUER SOBRE A CIRCUNFERÊNCIA DE RAIO S, OU SEJA

$$g'(s) = \frac{g_{z1} + g_{z2} + g_{z3} + g_{z4}}{4}$$

$g'(s\sqrt{2})$  = VALOR MÉDIO DOS QUATRO VALORES SOBRE A CIRCUNFERÊNCIA DE RAIO  $s\sqrt{2}$

$g'(s\sqrt{5})$  = VALOR MÉDIO DOS OITO VALORES SOBRE A CIRCUNFERÊNCIA DE RAIO  $s\sqrt{5}$ .

Modernamente a preparação de mapas da segunda derivada, é facilitada por emprego de *microcomputadores* e a escolha dos pontos a serem considerados na malha, com auxílio de gabaritos perfurados.

A análise de levantamentos mediante elaboração de mapas da segunda derivada, elimina o fator pessoal do intérprete, e em geral acentua feições devidas aos efeitos das estruturas menos profundas.

Essa técnica é modernamente muito utilizada, também para levantamentos magnéticos, principalmente para os aerolevantamentos.

De modo geral processos analíticos de interpretação estão em franco desenvolvimento, conduzindo ao automatismo das interpretações, com emprego de computador.

Porém mapas da segunda derivada não acrescentam informações em relação aos mapas originais de Bouguer. Ainda mais, devido à propriedades estritamente algébricas, aparecem nos mapas de contorno da segunda derivada, novos pontos de inflexão (com novos máximos e mínimos), sem relação com causas de natureza geológica. Em consequência, muitas vezes, mapas da segunda derivada acrescentam <sup>ELEMENTOS</sup> elementos de confusão, para a interpretação. Desse modo existem restrições, invalidando opiniões radicais favoráveis, aos processos puramente analíticos de interpretação.

Na verdade, o julgamento pessoal do intérprete, com base em critério geológico, é indispensável na interpretação.

3-5.3.4 Processos de interpretação mediante construção de mapas de curvas de contorno das anomalias, em diversos níveis.

Partindo-se de um mapa de Bouguer representativo para um datum arbitrário do levantamento, é possível segundo critérios puramente analíticos, elaborar-se mapas para níveis acima e abaixo do datum.

Esses processos são muito utilizados nos levantamentos modernos, sendo por vezes de muita utilidade para decifrar as estruturas geológicas atuantes.

Para esses processos de interpretação constuma-se utilizar outras informações geológicas disponíveis, de modo à eliminar efeitos superpostos menos interessantes, para a compreensão da arquitetura estrutural.

Exemplo notável no Brasil, foi a interpretação da Bacia do Paraná, feita por equipes da Petrobrás, eliminando os efeitos da cobertura basáltica nos levantamentos gravimétricos efetuados para prospecção de petróleo.

Desse modo chegaram a uma imagem verossímil das estruturas paleozóicas e o embasamento, abaixo da cobertura basáltica. (Referência Oliveira, E - Anais do XXV congresso da Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 3 - 1971).

### 3-6 Aplicação dos levantamentos gravimétricos ( com gravímetro).

Na bibliografia citada existem muitos exemplos de levantamentos gravimétricos e respectivas interpretações, alguns apresentados em aula, não cabendo aqui a reprodução desses exemplos.

Foram feitas neste capítulo, diversas observações com respeito à aplicabilidade e limitações dos métodos gravimétricos, as quais serão recapituladas a seguir:

Métodos gravimétricos são utilizados nas primeiras fases das atividades exploratórias de bacias sedimentares, contribuindo para a descoberta das bacias, sua delimitação, para mapeamentos regionais, e para identificar áreas de atividades ígneas, diapirismo salino, e para concluir-se com respeito ao arcabouço tectônico das bacias.

No que diz respeito aos fundamentos teóricos e limitações práticas, os métodos gravimétricos assemelham-se muito aos métodos magnéticos. A gravimetria é mais adaptada para mapear morfologia dos embasamentos cristalinos, das bacias sedimentares (de constituição comparativamente mais densa do que os sedimentos *SUBTERRÂNEOS*)

Na pesquisa de minérios metálicos, eventualmente, métodos gravimétricos são aplicados para suplementar informações de outros métodos mais indicados para esses tipos de problemas ( como sejam os métodos elétricos e eletromagnéticos). Nestes últimos casos, o levantamento gravimétrico é de detalhe, e objetiva diminuir dúvidas dos resultados com outros métodos, na identificação de possíveis corpos de minérios.

Entretanto para problemas mineiros, a gravimetria é de utilização e creditabilidade muito restrita. As dificuldades são decorrentes do acentuado relevo, e complexidade geológica, que geralmente são características das regiões onde ocorrem jazimentos metálicos.

A gravimetria adapta-se à regiões planas, onde as dificuldades decorrentes da correção topográfica são minimizadas.

Contrariamente, condições de relevo movimentado, limitam a aplicação dos métodos gravimétricos.

Levantamentos gravimétricos, são feitos principalmente em terra, e também no fundo das plataformas marinhas continentais. São praticáveis em áreas urbanizadas (onde não são praticáveis métodos magnéticos).

Não é extensivamente utilizada em levantamentos aéreos embora hajam experiências recentes nesse sentido. Difere à esse respeito dos métodos magnéticos os quais são os mais utilizados.

Não é aplicada em perfilagem de furo de sonda. Como os levantamentos magnéticos, a gravimetria não tem utilidade para problemas geotécnicos, devido a própria natureza do método.

## 3-7 - Comparação entre métodos gravimétricos e magnéticos -

ITEM	GRAVIMÉTRICOS	MAGNÉTICOS
Intensidade do campo terrestre .	campo gravimétrico terrestre ( c.m.t.) 1000 Dina (aproximadamente)	c.m.t. = 0,3 a 0,6 gauss (Dina) - Médios
- Variação com a latitude e longitude	Mínimo no Equador; máximo nos polos. - Variações na direção Norte-Sul são as únicas significantes.	Componente Vertical, mínima no Equador e máxima nos polos. Componente Horizontal o contrário. - Devem ser consideradas na direção Norte-Sul e Este-Oeste.
Determinações absolutas.	Gravidade total difícil de medir com alta acuracidade. Variação significantes $1 \times 10^{-7}$ do valor do c.gr. t.	Magnetismo comparativamente fácil de medir. Variação significante $6$ a $3 \times 10^{-4}$ de c.m.t.
Propriedades físicas das formações e rochas subjacentes.	Densidade - Fácil de ser medida, havendo correlação direta com as características geológicas e mineralógicas.	Suscetibilidade e permeabilidade, de determinação mais difícil. Relações geológicas, complexas e sutis.
Quanto a Força em si	Sempre atração. Não Existe repulsão, ou polaridade negativa da gravidade. Variação diurna inexpressiva.	Atração ou repulsão, polaridade dos corpos de subsuperfície devem ser considerados. Variação diurna muito importante.
Efeitos do terreno ou da topografia.	Importante, e por vezes crítica para aplicabilidade do método.	sem importância (porém difícil de avaliar).
Custo do equipamento	em geral - alto custo*	custo moderado *
Pessoal - equipe	Para gravímetro - 2 a 3 homens (sem contar apoio topográfico, essencial em geral)	3 homens com boa eficiência. (apoio de topografia eventual)
Velocidade de trabalho no campo.	Gravímetro: 20 a 30 estações por dia.	Mais do que 50 estações por dia.
Aplicabilidade	Em geral limitado para estudos geológicos objetivando prospecção para petróleo na fase de reconhecimento. Aplicado eventualmente para estudo das bacias sedimentares, na pesquisa de carvão e água subterrânea. Raramente aplicado para pesquisa de minérios metálicos (geofísica de minas)	Muito aplicado na pesquisa de petróleo em geofísica de minas mineira em geral; nas fases de reconhecimento e também no detalhamento geofísico.

\* Em 1982 - Um magnetômetro portátil ( Scintrex, tipo LP2-Proton Magnetom.) custava \$ 4.195,00 (Canadense) FOB.

\*\* Em 1982 - Um gravímetro (Scintrex, tipo CG2) custava \$ 21.950,00 (canadense) FOB, portanto, ~ 5,2 vezes um magnetômetro.



(CONTINUAÇÃO)

ITEM	GRAVIMÉTRICOS	MAGNÉTICOS
Utilização aerotransportado.	Utilização raríssima e inexpressiva.	Utilização comum e usual em prospecção
Alcance em profundidade.	Praticamente ilimitado.	Praticamente ilimitado.
Utilização em áreas urbanas.	Praticável	Impraticável, a muito difícil.
Utilização em área de atividades mineiras em operação.	praticável	muito difícil, a impraticável.

*Em 1980 dos gastos em geofísica no terreno nos EUA, couberam 23% para métodos magnéticos e gravimétricos. Ref Mining Engineering May 1982*

**Bibliografia Cap. 3**

- Parasnis, D.S. Mining Geophysics - 1966
- Parasnis, DS Principles of Applied Geophysics 1962
- Dobrin, M.D - Introduction to geophysical Prospecting 1963
- Figuerola, J.C - Tratado de Geofísica Aplicada 1974
- Jakosky, J.J. - Exploration Geophysics 1955
- Heiland, C.A. - Geophysical Exploration 1963
- Society of Exploration Geophysicists- Mining Geophysics 1969
- Eve, A.S. ; Keys D.A. et al- Applied Geophysics 1956
- Carson Helicopters- Airbone Gravity Exploration Comes of Age 1974
- Cliveira, E e Castro, P.J.M. - DEXPRO/PETROBRAS- Problemas de interpretação gravimétrica no Brasil- Anais do XXV congresso da S.B.G 1971.
- Scintrex - C.G. 2 and C.G. 2G - Gravity Meters - 1976
- Rev. Mining Engineering - SME of AIME

MAGPOLE

GRAVPOLE

### 4 - Métodos elétricos e métodos eletromagnéticos

#### 4.1 Generalidades

##### 4-1-1 - Classificação, conceituação preliminar e principais aplicações

Esses métodos são muito mais diversificados do que todos os outros métodos geofísicos.

Neste capítulo serão abordadas suas principais diversificações, seguindo a classificação que se segue :

#### I - Métodos Elétricos .

a) Método de potencial espontâneo , também denominado de Self potencial ou *de auto potencial*, o qual é referido abreviadamente por método SP ou método AP<sup>(\*)</sup>(\*)

b) Método de excitação na massa ( referido na literatura inglesa e francesa por método " mise à la masse " ), o qual constitui uma variante particular dos métodos de linhas equipotenciais.

c) Método de resistividade ( ou método de condutividade ), o qual comporta duas variantes principais quanto à forma de operação :

G<sub>1</sub> - Operação de levantamento de perfil ou de mapeamento, referido como pesquisa lateral (\*) (*Pesquisa lateral praticada ao longo do comprimento de um fuco de sonda, constitui o que se denomina perfilação em técnica de sondagem.*)

G<sub>2</sub> - Operação de sondagem elétrica vertical, referida abreviadamente por SEV.

d) Método de polarização induzida ( do inglês " induced polarization " ), também chamado método de polarização provocada ( do francês polarisation provoquée ), sendo referido abreviadamente por método IP ou método PP.

Este método comporta duas variantes ou alternativas, no que diz respeito a forma de suas medidas :

d<sub>1</sub> - por medida no domínio do tempo.

d<sub>2</sub> - por medida no domínio da frequência.

e) - Métodos de correntes telúricas (naturais) - De importância relativamente menor

II - Métodos Eletro-Magnéticos, também chamados métodos de indução, referidos abreviadamente por métodos E-M. Esses métodos comportam variantes segundo os tipos de campo eletro-magnético utilizados, ou segundo a forma de operação.

Assim podem ser agrupados :

a) métodos E-M que utilizam fontes de excitação primária constituídas por campos eletro-magnéticos provocados com frequências compreendidas entre 100 à 5000 Hz (ciclos/segundo). Esses métodos são denominados de métodos E-M convencionais. (\*) (\*\*)

b) método E-M <sup>DE RADIO ONDAS,</sup> que utiliza fonte excitadora constituída por emissão hertziana de muito baixas frequências, ( frequências entre 15000 à 25000 ciclos/segundo), quando comparadas com as radiofrequências convencionais, ( as quais operam nas faixas de 150 000 à 250 000 ciclos/segundo). O método é denominado VLF ( " de very low frequency"), <sup>OU RADIO-KIP (VERSÃO RUSSA DO MÉTODO, DESENVOLVIDO E UTILIZADO, COM PRECEDENCIA, NA URSS)</sup>

c) método E-M que utiliza como fonte excitadora emissões naturais de frequências muito variáveis - O método AFMAG, (sigla derivada de "audio frequency magnetic"). Frequências de 1 à 25000 ciclos / segundo.

Os métodos E-M podem ser agrupados também como :

a<sub>1</sub>) métodos E-M de fonte fixa

b<sub>1</sub>) métodos E-M de fonte móvel (\*) (\*\*)

Adicionalmente são, também diversificados quanto aos equipamentos e quanto aos parâmetros medidos em cada tipo de equipamento.

Além das diversificações citadas, os métodos que foram assinalados com (\*), são aplicados em perfilagem de furo de sonda, que por sua vez, pode ser considerada um conjunto de métodos, também diversificados e importantes, cuja classificação e conceituação, será abordada em capítulo especial.

Também os métodos que foram assinalados com (\*\*), podem ser aplicados em levantamento aereo-transportado, ou em levantamento sobre o terreno.

Sumariamente, os métodos elétricos e eletromagnéticos são conceituados como se segue:

- Método de potencial espontâneo (SP) - É um método de força natural, no qual são medidas pequenas diferenças de potenciais existentes em superfície, causadas por corpos de minérios bons condutores subjacentes, e outros fenômenos naturais eletroquímicos. No caso de perfilagem de furo de sonda, são medidas pequenas diferenças de potenciais que ocorrem naturalmente

(\*) Aplicados também em perfilagem de furo de sonda

(\*\*) " " " levantamentos aéreos

te ao longo do comprimento do furo cheio com lama de sondagem. São causadas por fenômenos naturais eletroquímicos que ocorrem nas formações, junto às paredes do furo.

- Método de excitação na massa, consiste, no mapeamento em superfície, das linhas equipotenciais resultantes de energia elétrica fornecida à terra, por intermédio de um eletrodo colocado no interior de um furo de sonda, e de outro eletrodo fixado na superfície do terreno. A configuração em superfície das linhas equipotenciais pode fornecer informações com respeito à geometria de estruturas interessantes, como por exemplo, filões de minérios metálicos bons condutores.

\* Método de resistividade, consiste na medida de resistividades aparentes, por intermédio de medidas de resistência elétrica à passagem de corrente elétrica nas rochas em subsuperfície. A corrente elétrica, de intensidade conhecida, é fornecida à terra por intermédio de eletrodos, sendo medidas diferenças de potenciais resultantes, entre outros eletrodos ligados à terra.

\* Método de polarização induzida (IP) - Nesse método provoca-se fenômenos de polarização eletroquímica no terreno, fornecendo-se corrente elétrica ao solo por intermédio de eletrodos. Mede-se então correntes residuais resultantes da polarização. Alternativamente pode-se medir efeitos de diminuição de resistividades aparentes causadas pelo mesmo fenômeno, quando a corrente fornecida, é alternada, com frequências crescentes.

- Métodos eletro-magnéticos - Nesses são utilizadas propriedades magnéticas associadas com correntes elétricas. Mede-se efeitos do campo eletromagnético <sup>criado</sup> por correntes alternadas.

A fonte poderá ser uma bobina ou quadro, situada acima do terreno ou um cabo isolado estendido sobre o terreno, no qual se faz passar uma corrente elétrica alternada de frequência relativamente baixa. Estuda-se, então, efeitos induzidos abaixo do solo, recebendo-se as ondas eletromagnéticas assim produzidas, em outra bobina ou quadro.

Na operação, a bobina receptora é deslocada sobre o terreno. A fonte poderá manter-se fixa, ou deslocar-se também sobre o terreno (Em

perfilagem, o conjunto bobina transmissora e receptora, é deslocado ao longo do comprimento do furo de sondagem) :

- No método eletro-magnético VLF, a fonte é uma emissora de ondas hertzianas de frequência muito baixa, das que existem para fins de comunicação com submarinos, e operadas para fins militares.
- No método eletro-magnético AFMAG são utilizados como indutor, os campos eletro-magnéticos naturais originados por tempestades ocorrendo na atmosfera, cujas ondas atingem constantemente a superfície da terra.
- São métodos eletro-magnéticos, os métodos populares que utilizam equipamentos rudimentares para procurar "tesouros". Esses são baseados na emissão e recepção de impulsos E-M, na faixa de radiofrequências, capazes de detectar objetos metálicos enterrados à pequenas profundidades.
- Os métodos elétricos e E-M aplicam-se principalmente, na prospecção de minérios metálicos, na pesquisa de água subterrânea e na engenharia civil para estudar-se condições de fundação e para local pontos de perdas d'água em construção de barragens. Em condições especiais, aplicam-se na prospecção de petróleo e para outros minérios sedimentares ou filoneanos não metálicos, como por exemplo, na pesquisa de carvão e de fluorita. Através das técnicas de perfilagem de furo de sonda, a aplicação desses métodos revolucionou a técnica de sondagem mecânica para jazimentos sedimentares, principalmente, na pesquisa de petróleo.

Com exceção dos métodos SP e AFMAG, <sup>e de correntes tellúricas)</sup> os métodos elétricos e eletro-magnéticos, são de força artificialmente provocada, diferindo dos métodos magnético e gravimétrico. Nestes últimos, são estudadas anomalias de campos naturais. Desse fato decorre vantagens quanto ao poder de resolução, decorrente de poder-se controlar profundidades de penetração e direção da força excitadora. De outro lado há desvantagem no que diz respeito aos alcances em profundidade, os quais são comparativamente muito menores no caso dos métodos elétricos e E-M.

No ano de 1960, nos EEUU, coube aos métodos elétricos e E-M 60% do total gasto em levantamentos geofísicos aplicados sobre o terreno. Ao método magnético coube 23%, e aos métodos gravimétrico juntamente com

sismico os restantes 17% . (Ref. Rev. Mining Engineering - SME of AIME - maio 1982)

3  
4-1-2 - Resistência, resistividade, suas reciprocas, condutância e condutividade, e unidades utilizadas em prospecção geofísica.

Para um condutor cilindrico tem-se  $R = \frac{\rho \cdot l}{S}$  ou  $\rho = \frac{R \cdot S}{l}$

onde :

R = resistência do condutor à passagem da corrente elétrica.

$\rho$  = resistividade da substância constituinte do condutor

l = comprimento do condutor

S = secção do condutor

Ohm ou  $\Omega$  - Unidade de resistência de um condutor, definida como a resistência que provoca a diferença de potencial de 1 volt à passagem de 1 ampère de corrente elétrica - Definição baseada na lei de Ohm

$$\Delta V = R \cdot I \text{ ou } R = \frac{\Delta V}{I} \text{ expressa em } \frac{\text{Volt}}{\text{ampère}} = \frac{V}{A}$$

mho - Unidade de condutância, reciproca da resistência, tendo-se:

$$1 \text{ mho} = \frac{1}{\text{ohm}}$$

- Resistividade,  $\rho$  = resistência específica de uma substância homogênea à passagem da corrente elétrica.

A resistividade  $\rho$  é numericamente igual a resistência medida em ohm, entre duas faces opostas de um cubo constituído pela substância considerada, cuja aresta seja unitária. Sendo adotadas as dimensões em ohm.m ou ohm.cm . ( não ohm/m<sup>2</sup> ou ohm/cm<sup>2</sup> como, erradamente, as vezes é referida ).

- Condutividade,  $\sigma$  - Sendo reciproca da resistividade, tem-se  $\sigma = \frac{1}{\rho}$ , com a dimensão  $\frac{1}{\text{ohm.m}}$  ou  $\frac{1}{\text{ohm.cm}}$  ou ainda mho.m ou mho.cm .

3  
4-1.3 - Resistividade dos minerais e das rochas

De modo geral o minerais silicatos são maus condutores de eletricidade, tendo resistividades altíssimas. Conseqüentemente, rochas duras (ígneas ou metamórficas) compactas, geralmente têm resistividades infinitas, para efeitos práticos.

Por outro lado, minerais com brilho metálico, geralmente são bons condutores (têm relativamente pequenas resistividades). Exemplos, metais nativos, sulfetos como pirita  $FeS_2$ , pirrotita  $Fe_{1-x}S$ , calcopirita  $CuFeS_2$ , galena  $PbS$ , Etc; óxidos como magnetita  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ , etc. Duas notáveis exceções dessa regra são hematita  $Fe_2O_3$  e esfalerita  $ZnS$ , as quais são maus condutores. Outros minerais bons condutores (sem brilho metálico) são: grafita (muito bom condutor), piralusita  $MnO_2$ , psilomelano, etc. .

Nos minerais, a condução da corrente elétrica é sob a forma eletrônica.

As resistividades dos minérios e dos seus jazimentos dependem da quantidade de minerais bons condutores contidos, do modo como estão distribuídos em relação aos minerais maus condutores contidos, e de outros fatores.

Assim, corpos de minérios maciços de pirita ou outros minerais bons condutores são bons condutores (apresentando baixa resistividade), enquanto que corpos de minérios impregnados (ou disseminados) desses mesmos minerais, podem ser maus condutores. Por vezes um minério maciço, tem suas partículas condutoras (grãos de minerais bons condutores) isoladas por <sup>películas de</sup> minerais de alta resistividade, apresentando-se no conjunto como mau condutor; conseqüentemente não seria detectado por método de resistividade. Entretanto, algumas vezes, minérios assim constituídos podem ser detectados por métodos eletro-magnéticos (E-M), desde que o teor em partículas boas condutoras seja suficientemente alto. Mesmo nas condições de teor insuficiente para ser detectado por um método E-M, poderá constituir-se num bom alvo para ser detectado pelo método de polarização induzida (IP), graças a fenômenos eletroquímicos de polarização provocados pela corrente elétrica, nas suas partículas boas condutoras.

Além da constituição mineralógica, a resistividade das rochas (inclusive dos minérios metálicos e não metálicos), depende dos fluidos contidos nos seus poros e fraturas. Água contendo íons naturais é outro agente importante da condução elétrica nas rochas. Nesse caso a condução

da corrente elétrica é predominantemente aniônica.

Desse modo, rochas ígneas, metamórficas, calcários sedimentares, constituídos exclusivamente de minerais maus condutores, podem comportar-se como condutores, graças a água contida em fissuras, particularmente nas zonas brechadas. Argilas em geral tem resistividades relativamente baixas, quando comparadas com calcários sedimentares e rochas duras em geral, graças a fenômenos eletroquímicos devidos em grande parte a água absorvida. Assim fíhelhos tem resistividades em geral relativamente baixas.

Nos sedimentos de maior porosidade como por exemplo arenitos, a porosidade, a saturação dos fluidos contidos nos poros, e ainda a natureza dos eletrólitos dissolvidos, são os principais fatores determinantes das suas propriedades condutoras. Em certas condições suas resistividades podem ser muito baixas. Esses mesmos sedimentos serão maus condutores quando secos.

A diferenciação de propriedades condutoras relacionadas a textura, estrutura, porosidade, saturação e natureza dos fluidos contidos nos sedimentos, fornece os parâmetros diferenciais utilizados nas técnicas de perfilagem elétrica em sondagem.

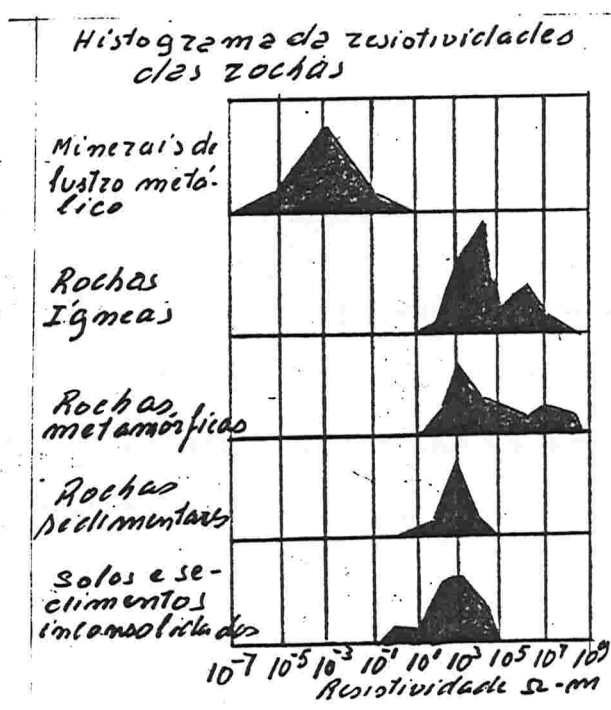


FIG 78

Figura de Grant, FS e West, GF - Interpretation Theory in Applied Geophysics - 1965, Reproduzida por ESMJ - August 1982



Folhelhos ou xistos grafitosos, são muito bons condutores, podendo ser confundidos com jazimentos metálicos, quando detectados por métodos elétricos e E-M.

A faixa de variação da resistividade nos minerais e rochas é muito ampla como mostra a figura seguintes:

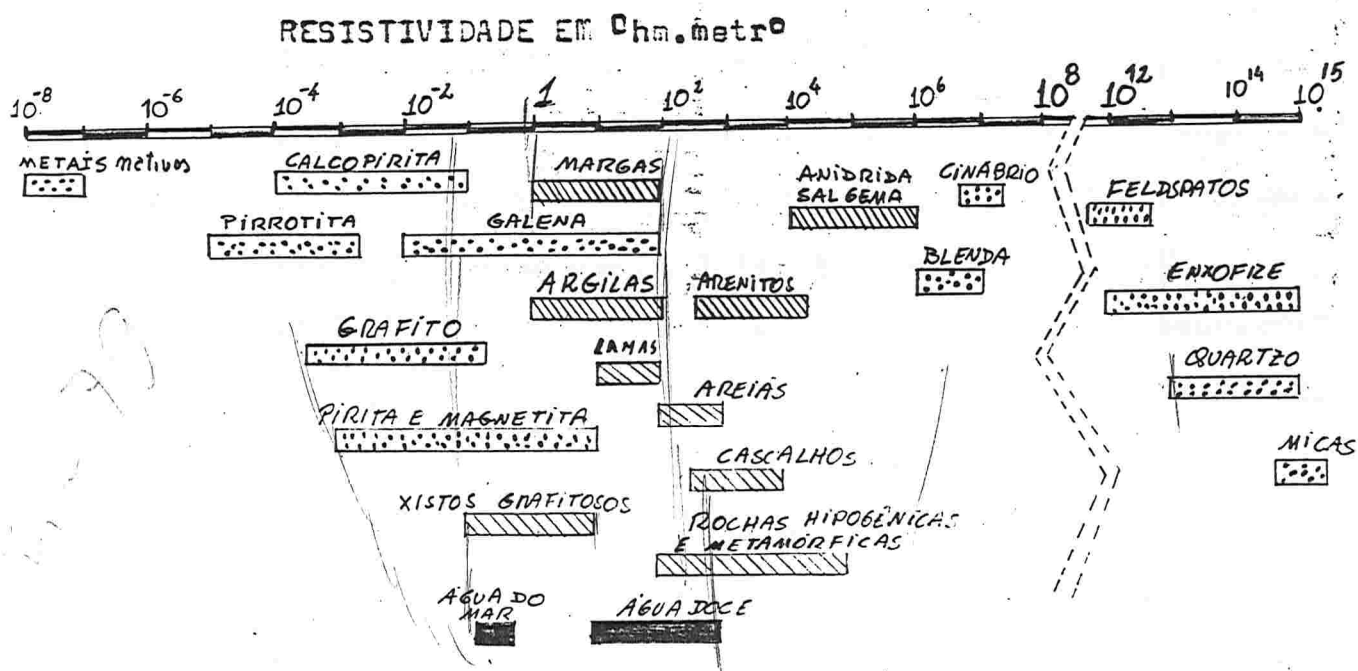


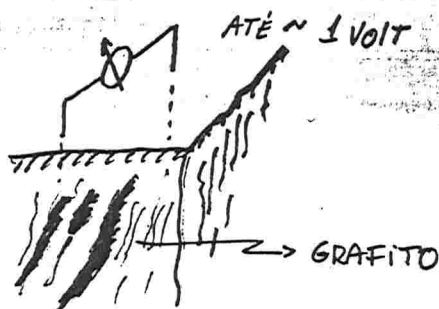
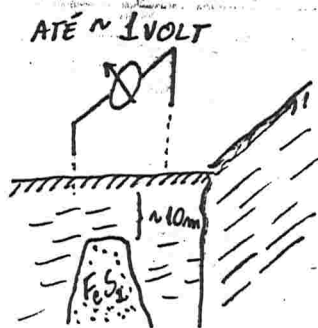
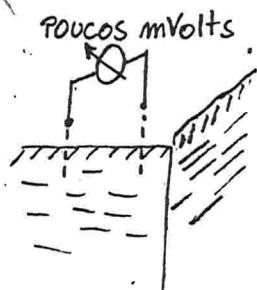
Fig- Gráfico das faixas de variação mais comuns em algumas rochas e minerais. A fissuração, impregnação de água salgada, etc., podem estender esses limites.

3  
4.2 - Método de *potencial* espontâneo ou método de Self Potencial (SP) ou ainda, método de autopotencial.

3  
4.2.1 - Significado, equipamento, aplicação e história.

Se fincarmos na terra duas hastas metálicas (ou melhor, dois eletrodos não polarizáveis), conectando as extremidades desses dois eletrodos através de um voltímetro capaz de medir milivolts, verificamos geralmente, que existe diferenças de potencial entre dois pontos no terreno.

Fig 80



Normalmente a voltagem lida no voltímetro, estará num intervalo de poucos milivolts, até umas poucas dezenas de milivolts.

Porém se a experiência for feita acima de corpos maciços de minério de sulfeto metálico bom condutor, ou de grafito, jazendo à pequena profundidade, observa-se diferenças de potencial da ordem de centenas de milivolts, podendo ultrapassar até 1 volt. Os potenciais serão sempre negativos acima dos corpos bons condutores.

Desse modo poder-se-á detectar corpos de minério, à pequena profundidade, sendo esse um método de prospecção simples e de pequeno custo. O fenômeno é devido a causas eletroquímicas que se processam à relativamente, pequenas profundidades.

A medida do potencial espontâneo exige perfeita conexão dos eletrodos com a terra, e condições de umidade do solo. O método não pode ser aplicado quando o solo é constituído por rocha fresca e dura, em região árida, seca ou gelada.

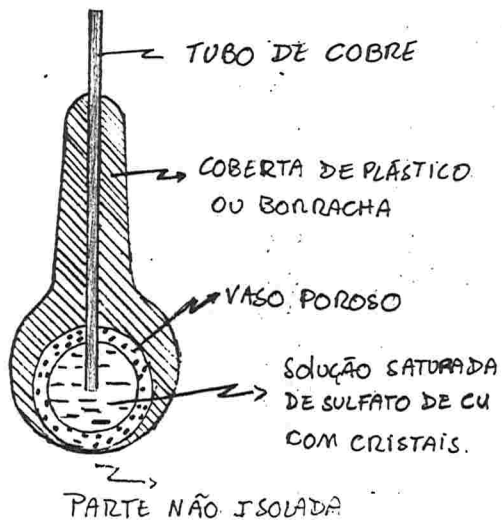
O equipamento é simples, sendo necessários: - voltímetro ou potenciômetro, com sensibilidade e precisão adequada para medir milivolts; fios ou cabos isolados flexíveis e leves; eletrodos não polarizáveis, de modo a evitar fenômenos de polarização no contato do eletrodo e a terra.

Forças eletromotrizes devido a polarização dos eletrodos podem mascarar ou confundir as medidas.

Um eletrodo não polarizável poderá consistir de um vaso poroso (de cerâmica, material plástico, etc.), contendo solução saturada de  $\text{CuSO}_4$ . O contato da haste metálica (ou fio de cobre) com a terra, se faz através da solução.

Equipamentos comercializados são fornecidos com eletrodos não polarizáveis mais aperfeiçoados: Voltímetros (ou potenciômetros) e fios,

são equipamentos elétricos comuns comercializados. Eletrodos não polarizáveis constituem a parte especial do equipamento.



ELETRODO NÃO POLARIZAVEL

minérios metálicos.

O fenômeno de potencial espontâneo devido a outras causas (além da presença de corpos minerais bons condutores), é de muita utilidade nas técnicas de perfilagem de furo de sonda.

Segundo Orellana 1972, o inglês Robert Fox descobriu o fenômeno do potencial espontâneo em 1815, tendo sugerido sua aplicação na prospecção de sulfetos metálicos, sendo por isso considerado ser o avô da prospecção geofísica. No período de 1880 à 1914 a idéia foi posta em prática pelo US Geological Survey, em experiências praticadas em distritos minerais dos EEUU, tendo sido utilizados, os primeiros eletrodos não polarizáveis. Em 1913, o engenheiro de minas francês Conrad Schlumberger descobriu uma importante jazida de minério na Jugoslávia, *utilizando esse método de pesquisa.*

Essa descoberta foi o primeiro êxito efetivo da aplicação do método SP. Devido sua grande contribuição aos métodos elétricos em geral, Conrad Schlumberger é considerado ser o pai da prospecção elétrica.

#### 4.2.2 - Origem do potencial espontâneo .

Nas medidas do potencial espontâneo na prospecção de minérios metálicos várias causas contribuem para as diferenças de potencial observadas.

vadas. De um lado existem potenciais devidos à forças eletromotrizes relacionadas à existência de corpos minerais condutores, denominados potenciais de mineralização. Esses são exclusivamente negativos, podem atingir valores de algumas centenas de milivolts, e mostram padrão de distribuição no terreno, correlacionável com a posição do corpo condutor.

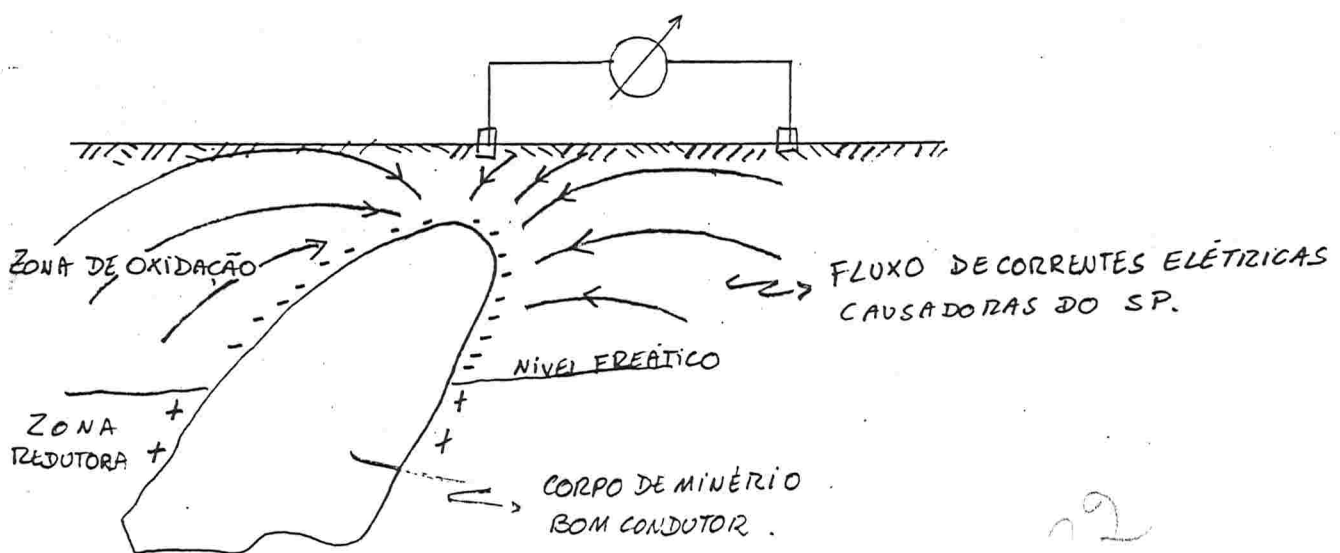
De outro lado, coexistem potenciais, de valores menores, devidos às forças eletromotrizes relacionadas à outras causas conhecidas. Estes últimos são denominados potenciais de "background" ou potenciais de fundo.

Distingue-se potenciais de background :

- a) devidos a forças eletromotrizes (f.e.m.) originadas de correntes telúricas ;
- b) devidos à f.e.m.s. originadas por eletrofiltração, ou simplesmente, potenciais de filtração;
- c) devidos à f.e.m.s. originadas no contato de dois eletrólitos com diferentes concentrações;
- d) devidos à f.e.m.s. originadas por ação de partículas de argila sobre íons de eletrólitos, cujo efeito é denominado efeito de argila; os potenciais assim originados, são denominados potenciais de membrana.

Cada uma dessas causas serão estudadas a seguir :

#### 4.2.2.1 - Potencial SP de mineralização



Antigamente o fenômeno era simplesmente explicado pela oxidação do corpo de minério, o qual acontece na zona de oxidação dos corpos sulfetados. A oxidação no topo do corpo de minério causaria diferença de potencial entre o topo e as partes profundas, de modo que o sistema funcionasse como se fosse uma bateria elétrica natural.

Os seguintes fatos invalidam essa explicação:

- O contínuo consumo de energia, necessário para manter a corrente, resultaria no consumo do corpo de minério mediante oxidação, em tempo relativamente curto.
- Não explica o fenômeno no caso de grafito, o qual não se oxida.
- Na oxidação, haveria perda de elétrons no topo do corpo de minério, tornando-o positivamente carregado; contrariamente, é observado potencial negativo sobre o topo do minério.

O fenômeno é mais complexo e ainda imperfeitamente entendido. A explicação moderna mais aceita é devida a Sato e Mooney 1960, segundo a qual o potencial SP é devido à diferenças de capacidade de oxidação da água, junto as partes mais altas e mais profundas do corpo mineral. Essas diferenças, geram f.e.m. produzindo correntes eletrônicas através do corpo condutor.

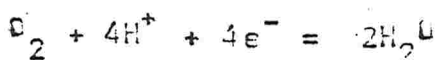
Externamente haverá condução iônica nos dois sentidos :

- para o fundo íons negativos, para cima íons positivos.

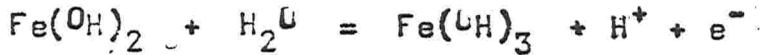
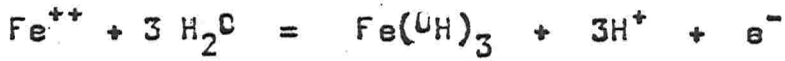
Os elétrons necessários para as reações das partes altas são fornecidos pelas reações das partes baixas, transportados eletronicamente pelo corpo bom condutor.

A energia necessária para manter o processo, é fornecida pelo oxigênio da atmosfera, o qual penetra no solo dissolvido nas águas da chuva.

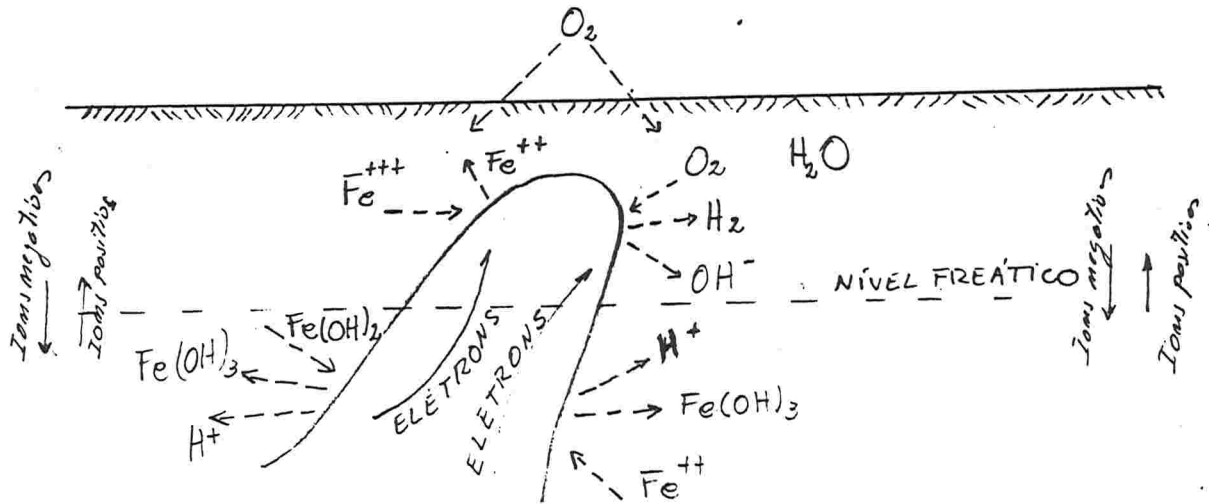
As reações mais prováveis nas partes altas, são as que afetam o oxigênio livre e o íon férrico, o qual passa à ferroso:



Nas partes baixas, as reações são aquelas que afetam o íon ferroso e o hidróxido ferroso.



Conforme o esquema de Crellana, E. 1972, tem-se :



Os autores dessa teoria, previram quantitativamente potenciais assim originados, da ordem de 400 volts, sendo essa uma deficiência da teoria. Outras causas coexistentes, são necessárias para explicar potenciais de até 1 volt, como são observados.

#### 4.2.2.2 - Potenciais SP de Background .

Esses são melhor entendidos :

##### - a) Potenciais devidos a correntes telúricas

Na crosta terrestre fluem correntes elétricas naturais, denominadas correntes telúricas. Essas correntes são relacionadas com o magnetismo terrestre, com auroras boreais, com fenômenos da ionosfera, e por sua vez, todas são relacionadas com atividades solares.

Desse modo existem diferenças de potenciais devidos a correntes telúricas, que podem ser observados por medidas entre pontos relativamente distantes entre si.

Nas medidas praticadas com os métodos de potencial espontâneo, os pontos são relativamente próximos. Assim as diferenças de potencial devi-

dos à correntes telúricas são pequenas, e praticamente insensíveis, nas medidas para os métodos SP.

Observe-se que medidas relacionadas à correntes telúricas constituem métodos elétricos de prospecção, os quais entretanto, ainda são de pequena importância prática, motivo pelo qual não serão abordados.

#### -b) Potenciais de filtração

Movimentos da água subterrânea através de canais capilares do solo produzem forças eletromotrizes, e por sua vez originam diferenças de potenciais.

As f.e.m. produzidas, são diretamente proporcionais à diferença de pressão hidrostática entre os dois meios entre os quais o fluido está filtrando, e a resistividade do fluido em si; são inversamente proporcionais à sua viscosidade. Geralmente, o potencial gerado numa superfície de ingresso será negativo em relação à superfície de saída do filtrado.

Efeitos dessa natureza contribuem para gerar SP nas condições de pesquisa no solo. Na prática de sondagem mecânica esses efeitos acontecem, relacionados ao filtrado das lamelas de sondagem junto as paredes do furo, sendo entretanto considerados de pequena importância, relativamente à outras causas.

#### -c) Potenciais devidos ao contato de eletrólitos com diferentes concentrações.

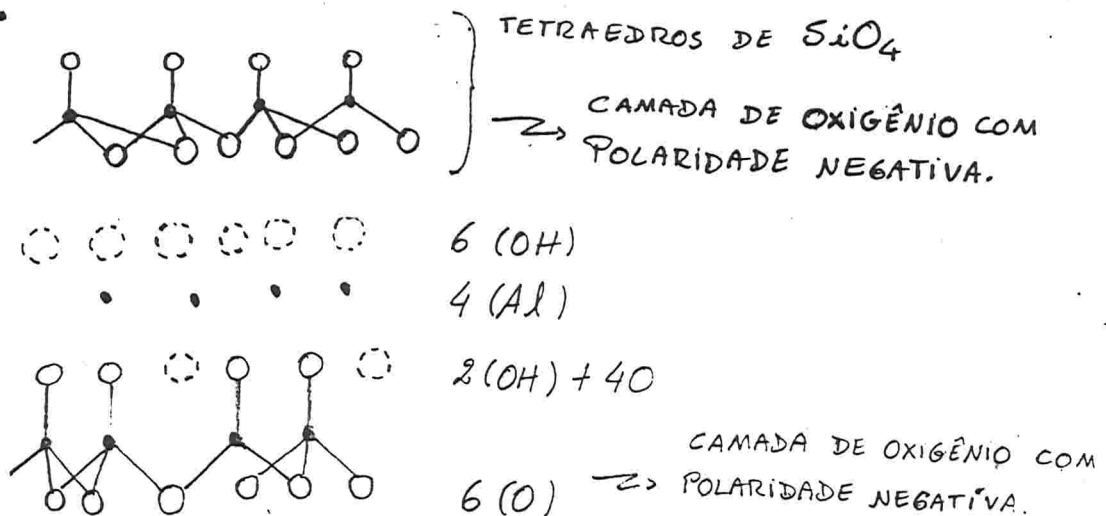
Águas subterrâneas, contendo ácidos e sais em solução (como por exemplo ácidos húmicos, sulfatos, cloratos, etc.) contidos nos poros e fissuras das rochas) são eletrólitos naturais. Se houver uma superfície de contato entre partes cujas concentração de íons sejam diferentes, acontece o fenômeno de difusão, mediante o qual, há migração de íons. Íons da parte de maior concentração, migrarão para a de menor concentração. Nesse movimento íons de sinais diferentes tem mobilidades diferentes, resultando na criação de zonas com predominância de íons de sinal positivo e de zonas com predominância dos de sinal negativo. Resulta então f.e.m. entre

essas zonas, e conseqüentemente diferenças de potenciais.

Esse fenômeno é de pequena significação na pesquisa com método SP no terreno, porém de muita importância para explicar a origem da curva SP em perfilagem de furo de sonda, como será visto mais tarde, (no item)

-d) Potenciais devidos a efeitos de argila.

Camadas de oxigênio com cargas elétricas incompletamente neutralizadas é característica constante da estrutura de constituição de todas as argilas.



#### ESTRUTURA DA CAULINITA

Assim partículas de argila apresentam polaridade <sup>de</sup> negativa, atraindo os íons positivos e repelindo os íons negativos, dos eletrólitos contidos nas rochas. Essa polarização ocasiona f.e.m. e conseqüente potencial espontâneo.

Como os demais potenciais espontâneos de background, esses também apresentam valores pequenos, sendo insignificantes nas medidas para pesquisa de minérios metálicos.

Porém são de maior importância, juntamente com o efeito do contato de dois eletrólitos, para explicar a origem e o significado da curva SP, em perfilagem elétrica de furo de sonda.

Esses efeitos das argilas também são muito importantes para o método de polarização induzida.

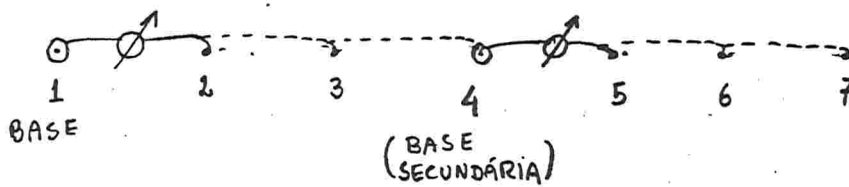
#### 4.2.3 - Operação nos levantamentos com o método SP no terreno.

Dois formas de operação são utilizadas para levantar o potencial



espontâneo no terreno.

a) O procedimento mais usado, consiste em manter um eletrodo fixo, testando-se vários pontos ao longo de alinhamentos pré-estabelecidos, com o outro eletrodo.

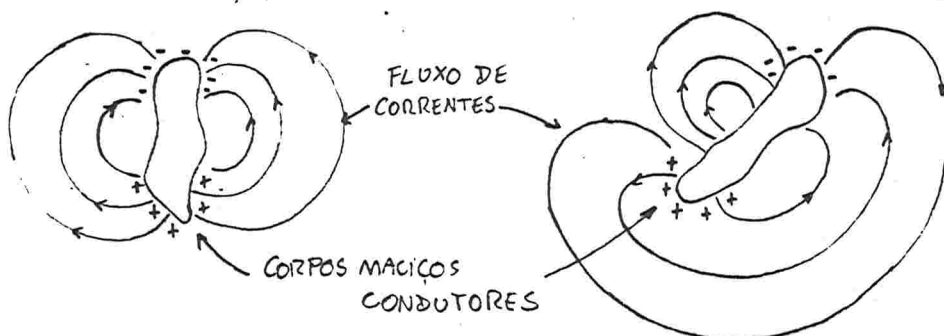
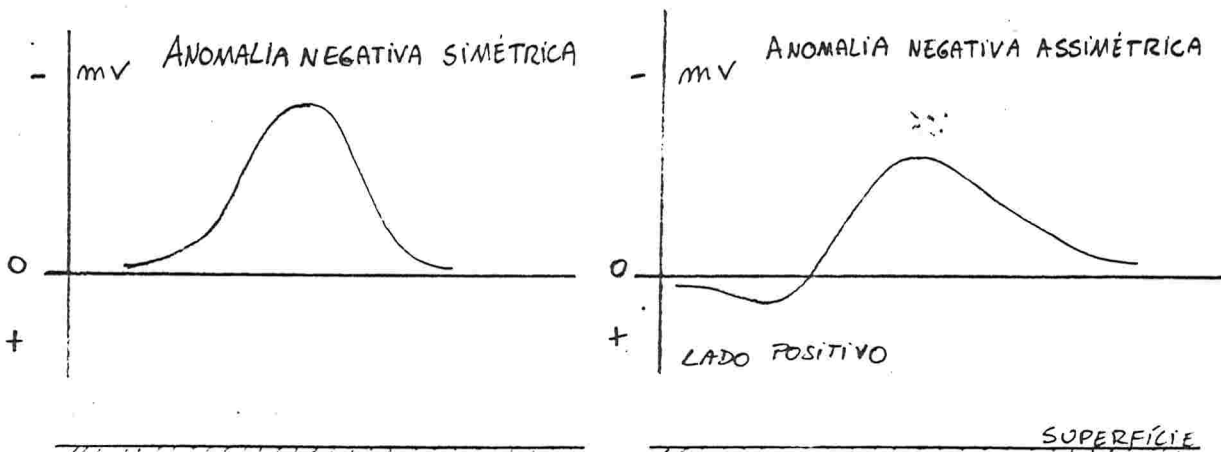


MEDE-SE	$\Delta V$	ENTRE	1 e 2
"	"	"	1 e 3
"	"	"	1 e 4
-----			
MEDE-SE	$\Delta V$	ENTRE	4 e 5
"	"	"	4 e 6
-----			

Para cada ponto mede-se  $\Delta V$  em relação ao ponto fixo tomado como base. Quando esticado todo o cabo, o último ponto passa a ser considerado nova base (base secundária).

Estabelecido o valor SP da nova base em relação à primeira (com repetições de medidas), continua-se a operação para os pontos seguintes com o mesmo procedimento, e assim por diante. Repete-se a operação para outros alinhamentos de uma malha. Desse modo tem-se finalmente medidas do potencial em cada ponto do levantamento, referidas ao potencial de um ponto arbitrariamente escolhido (o qual por conveniência deve ser o de menor potencial).

Constroi-se então perfis e curvas de contorno de iguais potenciais como mostram as figuras seguintes. (ANOMALIAS TÍPICAS SP EM PERFIL)



- Fig de Bestim, 7. 1965

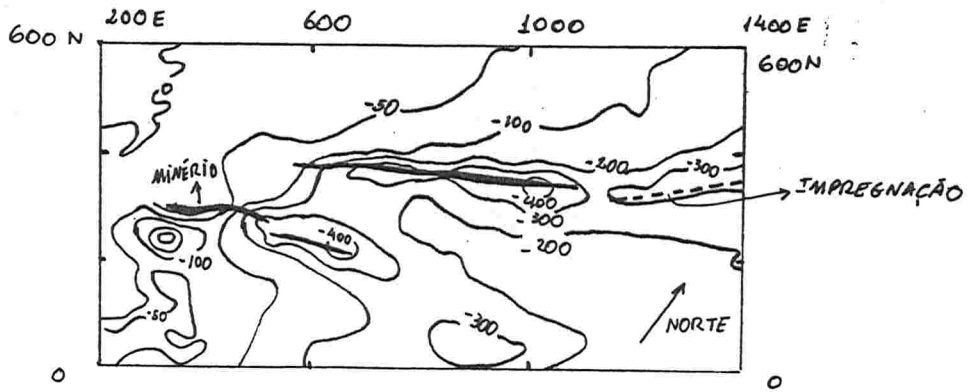
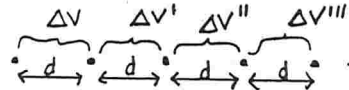


Fig. de Parasnis 1966- Mapa de potencial espontâneo de corpos de pirita na suécia. Coordenadas em metros; curvas de contorno em mV. Rocha encaixante sericita-quartzito; corpo de minério finamente lenticular e subvertical.

b) Outra forma alternativa de operar, consiste em fazer medidas sistemáticas ao longo de perfis, mantendo-se distâncias  $d$  uniformes entre os eletrodos, de 10 metros à 50 metros.

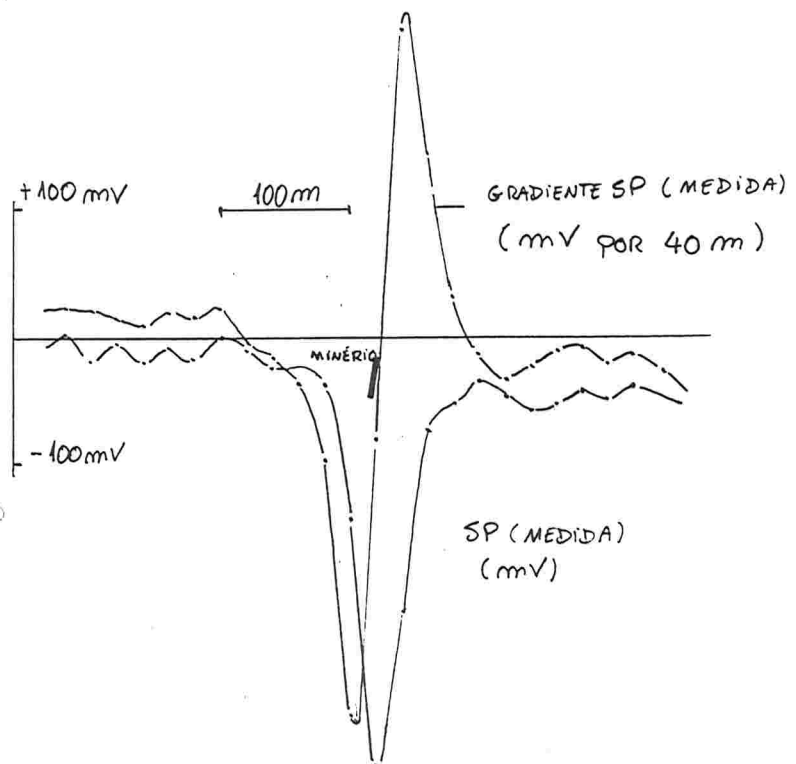
Os dois eletrodos avançam juntamente, de modo que o primeiro ocupará a posição do segundo da medida anterior.

A diferença de potencial  $\Delta V$  lida em cada medida, dividida pela distância entre os eletrodos, representará, com aproximação suficiente, o gradiente do SP no segmento correspondente.



Finalmente traça-se perfil do gradiente ou do potencial como mostra a figura.

Medida do potencial espontâneo SP ou do gradiente de SP ao longo de um perfil sobre um corpo bem condutor.



#### 4.2.4 - Vantagens e desvantagens do método SP, e aplicações.

##### a) Vantagem

Como foi visto esse é um método muito simples, fácil de interpretar, e de pequeno custo, tanto no que diz respeito aos equipamentos como quanto a operação. É um método de pesquisa de detecção direta, aplicável à jazimentos maciços com boa condutividade eletrônica (ditos condutores).

São detectáveis:

- Corpos de pirita ou pirrotita, frequentemente associadas a outras substâncias úteis com ouro, prata, sulfetos de cobre, de chumbo (galena), de zinco (esfalerita). Sulfetos de cobre como calcopirita, calcosita e covelita são frequentemente condutores contínuos; galena costuma apresentar continuidade suficiente para ser detectada.
- corpos de alguns minerais de manganês.

##### b) Desvantagens

O método SP é de pequeno alcance em profundidade. Não é seletivo, não permitindo identificar a natureza dos minerais contidos no minério cujo indicio foi detectado. Não é apropriado para interpretações quantitativas capazes de informarem quanto a geometria do corpo de minério.

Fornece resultados precários no caso de jazimentos aparentemente maciços, nos quais os grãos condutores estão isolados entre si por películas microscópicas de gangas isolantes (como por exemplo barita, calcita, quartzo).

Isso é comum em jazimentos de magnetita, galena, arsenopirita e com sulfetos de antimônio.

Minerais carbonatados (como malaquita, azurita) e silicatos (como crisocolla), não sendo condutores, não são detectados pelo método SP. O mesmo acontece com a maioria dos óxidos e também com esfalerita e estibnita ( $Sb_2S_3$ ).

- Interferência de indícios de xistos grafitosos muito comuns, causam muitas dificuldades na interpretação.

- O método SP em perfilagem de furo de sonda será abordado de forma compatível à sua grande importância, mais tarde. A curva SP em perfilagem é muito útil na pesquisa de jazimentos sedimentares como petróleo, carvão, água subterrânea, jazimentos salinos, etc.

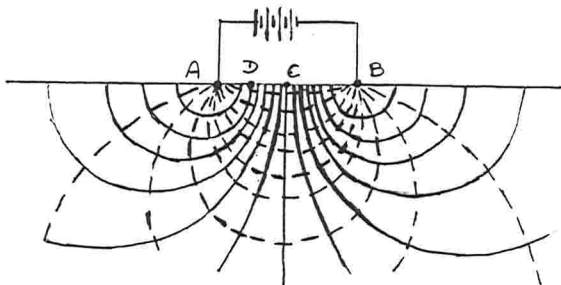
3  
4-3 - Métodos de linhas equipotenciais, em particular, o método de excitação na massa.

3  
4.3.1. - Generalidades e história

Esses métodos consistem no mapeamento de linhas equipotenciais, provocadas mediante fornecimento de energia elétrica ao solo. Corrente elétrica é introduzida no terreno por meio de dois eletrodos ligados à terra, e conectados com um gerador.

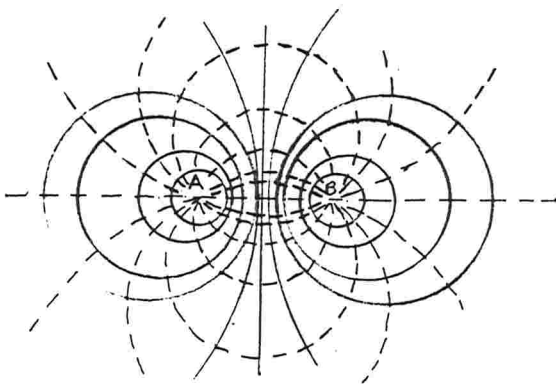
As linhas equipotenciais resultantes são mapeadas ou levantadas utilizando-se os mesmos equipamentos e procedimentos, utilizados no caso de levantamento de potencial espontâneo, vistos no capítulo anterior. Como mostram as figuras, a configuração das linhas equipotenciais dependerá :

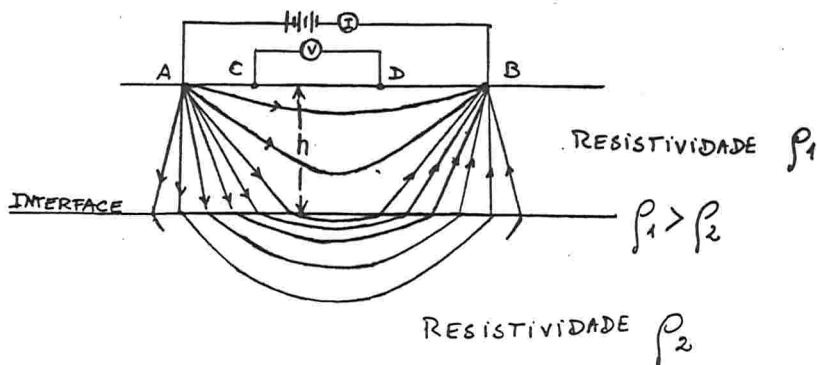
- da disposição no terreno dos eletrodos de fornecimento da corrente (denominados eletrodos de corrente);
- da distribuição das condutividades ( ou das resistividades) em subsuperfície.



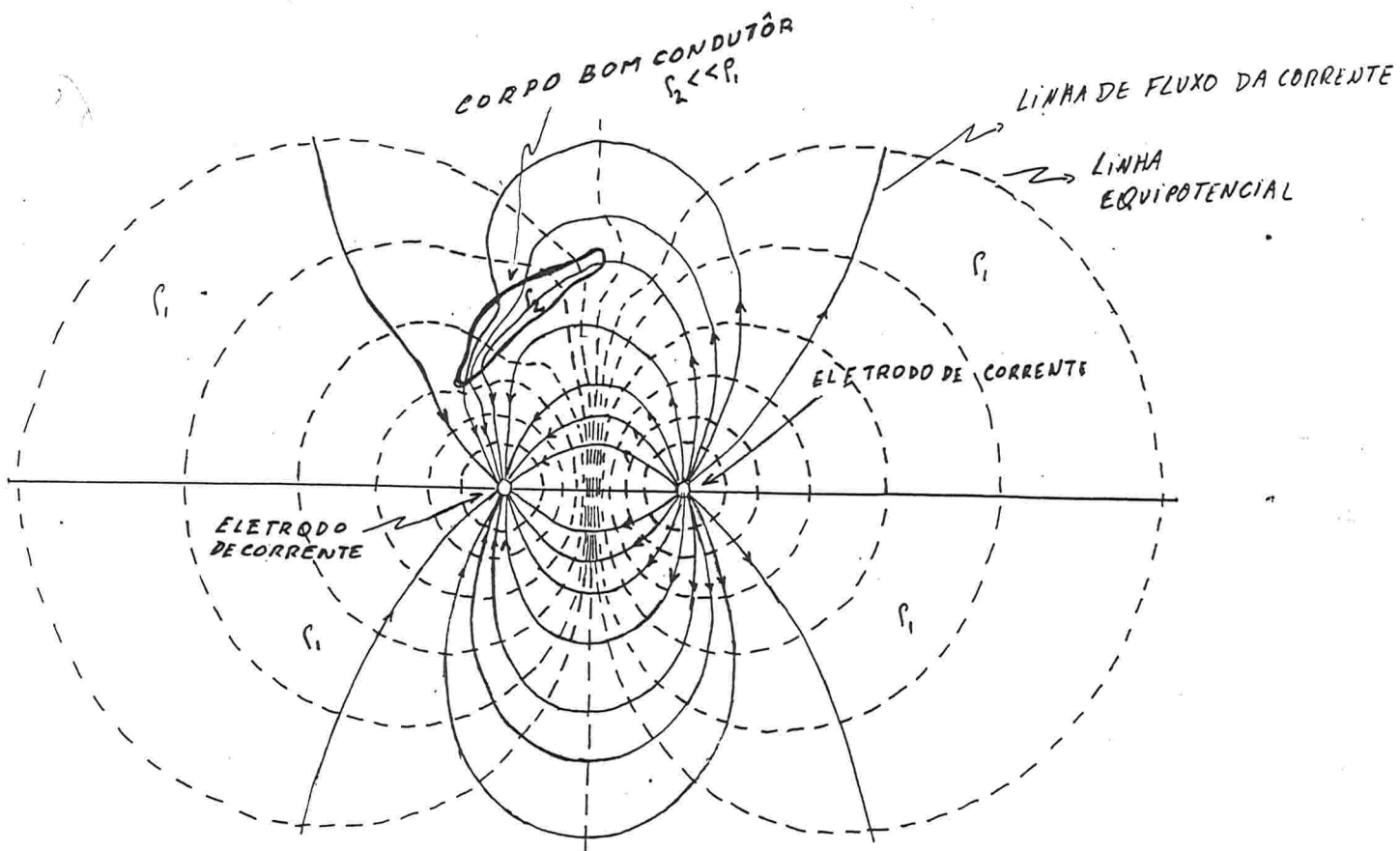
--- LINHAS DE FLUXO DA CORRENTE.  
— LINHAS EQUIPOTENCIAIS.

Linhas equipotenciais e linhas de fluxo da corrente, no caso de terreno homogêneo.





Linhas de fluxo da corrente entre os eletrodos A e B ,  
no caso de descontinuidade vertical( dois leitos).



Linhas de fluxo e linhas equipotenciais perturbadas por  
efeito de um condutor, vistas em planta.

Esses métodos foram aplicados pela primeira vez por C. Schlumberger em 1912 na França, tendo sido comprovados, desvios das linhas equipotenciais produzidos por contatos aflorantes.

No período de 1918 à 1922 foram aplicados na Suécia, tendo sido pesquisados cerca de 300 Km<sup>2</sup> em área, resultando na descoberta de 20 jazimentos produtivos de pirita, calcopirita e pirrotita contendo ouro, com coberturas em torno de 10 metros.

#### 3 4.3.2 - Método de excitação na massa ou método "mise-à-la-masse" .

Esse método é uma técnica particular dos métodos de linhas equipotenciais.

O nome mise-à-la-masse, foi dado por C. Schlumberger na França em 1920, e traduzido para o inglês por "excitation of the mass".

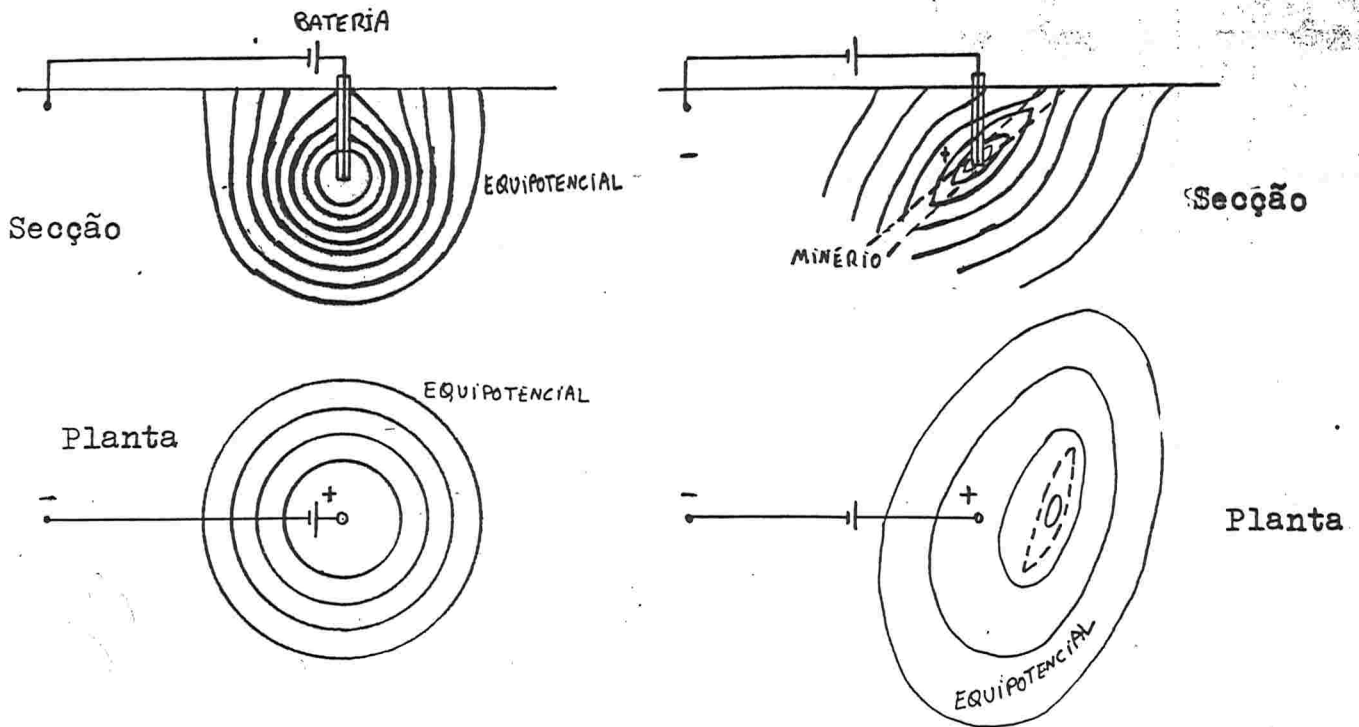
Consiste em colocar um dos eletrodos de corrente em subsuperfície, no interior de um furo de sonda.

O segundo eletrodo de corrente( uma haste metálica), é fixado na superfície do terreno, distante da boca do furo de sonda.

A corrente elétrica fornecida à terra desse modo, provoca uma determinada distribuição de potencial em superfície. As linhas equipotenciais são mapeadas com dois outros eletrodos de potencial e voltímetro (ou potenciômetro) suficientemente sensível, em relação a um ponto base. ( o mesmo procedimento utilizado para mapear potencial espontâneo).

- Se o terreno for eletricamente homogêneo, as linhas equipotenciais tendem à circunferências em torno do eletrodo de subsuperfície, e consequentemente em torno da boca do furo de sonda.

- Se o eletrodo de potencial no interior do furo de sonda, estiver em contato direto com um corpo condutor do terreno (com resistividades menores do que as resistividades das rochas encaixantes), as linhas equipotenciais poderão, em condições favoráveis, delinear em superfície, a geometria do corpo condutor. ( Figura a seguir)



Princípio do método Mise-à-la-masse - A direita mostra distorção das linhas equipotenciais devido a um corpo de minério; à esquerda linhas equipotenciais em terreno homogêneo. (Ref. Parasnis-1966)

Esse é um método de aplicação restrita à pesquisa de pequenos jazimentos filoneanos de sulfetos metálicos.

Poderá dar indicações quanto a direção do filão, podendo fornecer informações se afloramentos observados em superfície, pertencem ou não, à um corpo de minério contínuo.

Mise-à-la-masse, referido abreviadamente por MLM, algumas vezes é referido na literatura, com aceção mais ampla. Nesse caso significa à técnica de colocar eletrodos de corrente no interior de furos de sonda em contato direto com a massa condutora, para aplicação de outros métodos geofísicos elétricos, além dos de curva equipotencial.

Essa técnica é aplicada aos métodos de resistividade e de polarização induzida, objetivando aumentar os alcances em profundidade desses métodos. Com esse sentido, há tendência atual de desenvolvimento dos métodos MLM (Ref. Mining Engineering-may 1982).

## 4.4 - Métodos de resistividade (ou de condutividade)

### 4.4.1 - Conceituação

Os métodos de linhas e perfis equipotenciais vistos anteriormente, são de utilidade restrita para determinação de corpos condutores com grandes contrastes com as rochas encaixantes, de pequena extensão e situados muito próximos da superfície do terreno (ou junto aos furos de sondagens). Não servem para estudo de formações horizontais.

Os métodos de resistividade são úteis para a pesquisa de formações com menores contrastes de resistividades, subhorizontais (como por exemplo: camadas sedimentares) e também subverticais (como por exemplo falhas e filões). São de alcance em profundidade muito maiores. Dos métodos elétricos, são os mais importantes e desenvolvidos.

Consistem no fornecimento de corrente elétrica, de intensidade  $I$  ao terreno, mediante eletrodos ditos de corrente, (designados por A e B); simultaneamente pesquisar-se diferenças de potencial  $\Delta V$  produzidas entre dois outros eletrodos (designados por M e N), ditos de potencial. O quociente  $\frac{\Delta V}{I}$ , vezes um coeficiente designado por K, constitui a resistividade aparente  $\rho_{ap}$ , tendo-se  $\rho_{ap} = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$

A resistividade aparente (ou seu inverso, condutividade aparente), é o parâmetro pesquisado.

O coeficiente K da função  $\rho_{ap}$ , é por sua vez função da disposição geométrica com que os eletrodos estão implantados no terreno (designada por dispositivo dos eletrodos). A profundidade de investigação, entre outros fatores, é função do espaçamento entre os eletrodos, e consequentemente do coeficiente K.

Dessa forma obtém-se informações quantitativas da distribuição das propriedades condutoras em subsolo (ou lateralmente às paredes de furos de sonda). Operando-se de forma adequada com o dispositivo dos eletrodos, investiga-se distribuições das resistividades lateralmente (ao longo de perfis, em área, ou ao longo de furos de sonda); ou em profundidade (abaixo do terreno).

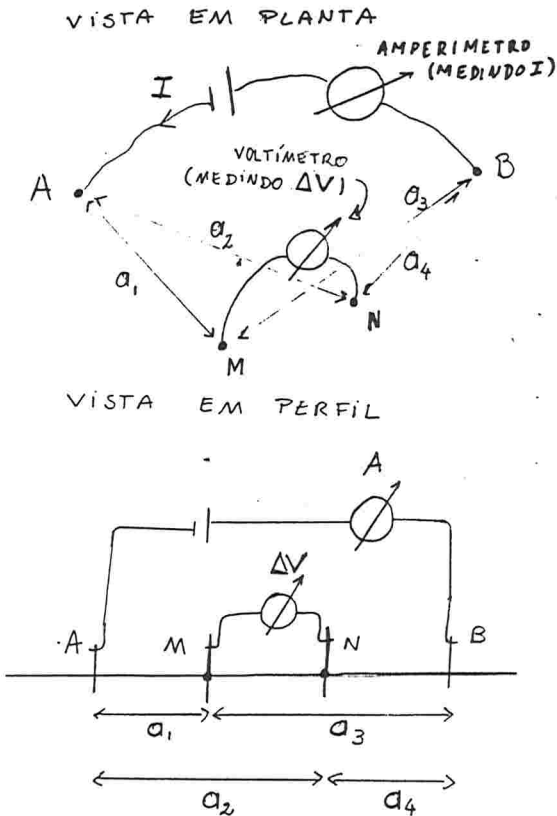


Dai as duas variantes do método :

- Pesquisa lateral, quando se investiga a distribuição lateral das resistividades, em profundidades fixadas.
- Sondagem elétrica, quando se investiga a distribuição das resistividades ao longo da profundidade, abaixo de um ponto fixado no terreno.

4.4.2 - Resistividade  $\rho$  de um terreno homogêneo e resistividades aparentes de um terreno heterogêneo.

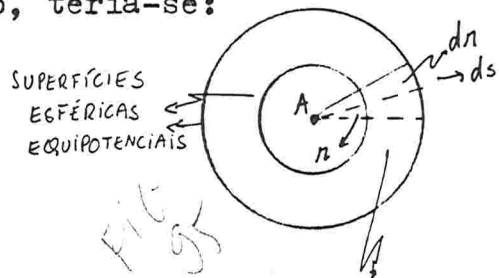
Suponhamos um circuito como o figurado, constituído pelo terreno, um dispositivo quadripolo de eletrodos, e o gerador de corrente.



Preliminarmente, consideremos que o terreno seja homogêneo, com resistividade  $\rho$  uniformemente distribuída.

Para deduzirmos o valor do potencial  $V$  produzido no ponto  $M$  por efeito da corrente elétrica  $I$  fornecida no ponto  $A$ ; (abstraindo o efeito da corrente fluindo do eletrodo  $B$ ).

Se um eletrodo pontual  $A$  estivesse situado no interior de um meio homogêneo de resistividade  $\rho$ , como indica a figura abaixo, teria-se:



TRONCO DE CONE ENTRE DUAS SUPERFÍCIES EQUIPOTENCIAIS, DISTANTES ENTRE SI DE UMA DISTÂNCIA  $dr$  INFINITESIMAL.

- A diferença de potencial entre dois elementos  $ds$ , de duas superfícies esféricas equipotenciais concêntricas em  $A$  com raios  $r$  e  $r+dr$ , será:

$$-dV = \int \frac{dr \cdot I}{ds} \quad |, \text{ relação que pode}$$

rá ser compreendida a partir dos conceitos fundamentais para condutores cilíndricos :

$$\Delta V = R \cdot I \quad \text{e} \quad R = \rho \frac{l}{S} \quad \text{portanto,} \quad \Delta V = \rho \frac{l}{S} \cdot I$$

A diferença de potencial, entre as duas superfícies esféricas, seria então:

$$-dV = \int \frac{dr}{4\pi r^2} \cdot I = \int \frac{\rho I}{4\pi} \cdot \frac{1}{r^2} dr$$

Integrando-se essa relação, chega-se ao potencial à uma distância  $r$  produzido pela corrente  $I$ , fluindo do eletrodo pontual situado em A.

$V = \frac{\rho I}{4\pi} \cdot \frac{1}{r} + \text{constante}$ ; abandonando-se a constante, uma vez que a noção de potencial é referida à um valor arbitrário, tem-se:

$$V = \frac{\rho I}{4\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad \text{Aplicando esse raciocínio para o caso do eletrodo}$$

A, situado sobre o terreno homogêneo, teria-se semi-esferas equipotenciais, (em lugar de esferas), e a relação acima, tornaria-se:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad \text{Aplicando-se para o problema em TELA, o valor}$$

do potencial no ponto M, devido a corrente  $I$  fluindo do eletrodo A será:

$$V_M \text{ devido elet. A} = \frac{\rho I}{2\pi a_1}$$

Da mesma forma o potencial no ponto M, devido a corrente fluindo do eletrodo B, será:

$$V_M \text{ devido elet. B} = \frac{\rho \cdot -I}{2\pi a_3} = -\frac{\rho I}{2\pi a_3}$$

O potencial nesse mesmo ponto M devido a corrente fluindo dos dois eletrodos A e B, será a soma dos valores deduzidos para  $V_M$  devido elet. A e  $V_M$  devido elet. B:

$$V_M \text{ devido eletros. A e B} = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left( \frac{1}{a_1} - \frac{1}{a_3} \right)$$

Com o mesmo raciocínio chega-se ao potencial no ponto N:

$$V_N \text{ devido eletrs. A e B} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{a_2} - \frac{1}{a_4} \right)$$

Assim  $\Delta V$  entre os pontos M e N será:

$$\Delta V = V_M - V_N = \left[ \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \left( \frac{1}{a_1} - \frac{1}{a_3} \right) \right] - \left[ \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \left( \frac{1}{a_2} - \frac{1}{a_4} \right) \right] \quad \text{ou}$$

$$\Delta V = \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \left( \frac{1}{a_1} - \frac{1}{a_2} - \frac{1}{a_3} + \frac{1}{a_4} \right) \quad , \text{ donde se deduz :}$$

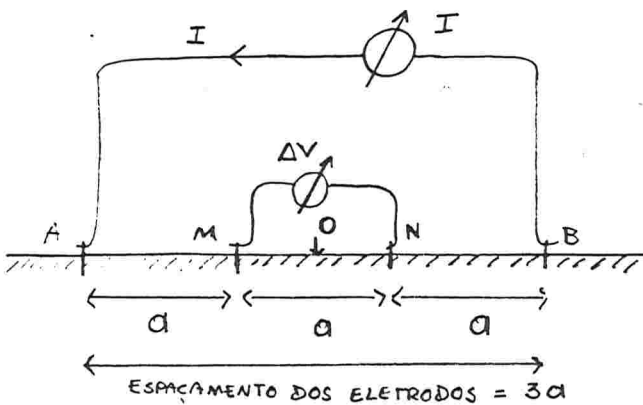
$$\rho = \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{a_1} - \frac{1}{a_2} - \frac{1}{a_3} + \frac{1}{a_4} \right)} \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

Chamando K o primeiro fator:

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad \text{ou} \quad \rho = K \cdot R$$

- Para casos particulares de dispositivos de eletrodos :

- Dispositivo Wenner - Dispositivo quadripolo simétrico, com eletrodos equidistantes e alinhados.



$$a_1 = a ; a_2 = a ; a_3 = a ; a_4 = a$$

$$\rho = \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{a_1} - \frac{1}{a_2} - \frac{1}{a_3} + \frac{1}{a_4} \right)} \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

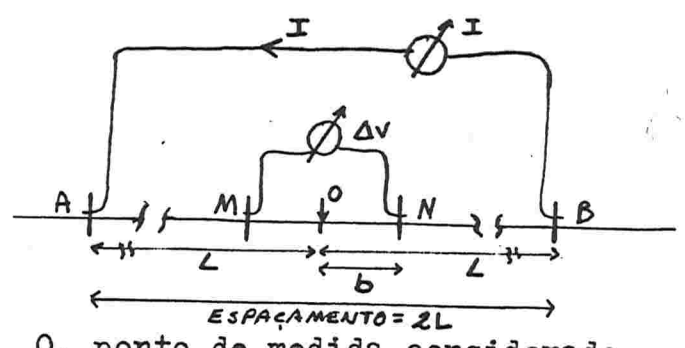
$$\rho = 2\pi a \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad \text{ou} \quad \rho = 2\pi a \cdot R$$

- O, ponto de medida considerado.

$$K = 2\pi a$$

$$\frac{1}{a} - \frac{1}{a} - \frac{1}{a} + \frac{1}{a} = \frac{1-1-1+1}{a} = \frac{0}{a}$$

- Dispositivo Schlumberger simétrico- Dispositivo quadripolo simétrico, com eletrodos alinhados e  $\overline{AB} > 5 \cdot \overline{MN}$



$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

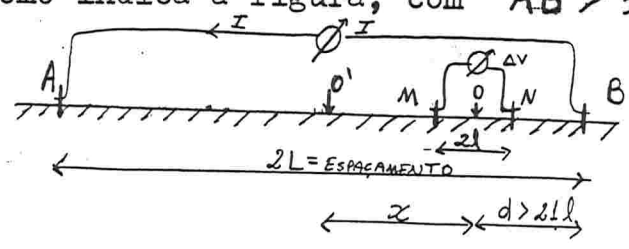
$$K = \frac{2 \cdot \pi}{\left( \frac{1}{L-b} - \frac{1}{L+b} - \frac{1}{L+b} + \frac{1}{L-b} \right)}$$

O, ponto de medida considerado.

$$K = \frac{\pi}{2} \cdot \frac{1}{b} (L^2 - b^2) = \frac{\pi}{2} \cdot \frac{b^2}{b} \left[ \left( \frac{L}{b} \right) - 1 \right] = 1,57 \cdot \frac{\overline{MN}}{2} \left[ \left( \frac{\overline{AB}}{\overline{MN}} \right)^2 - 1 \right]$$

$$K = 0,785 \cdot \overline{MN} \cdot \left[ \left( \frac{\overline{AB}}{\overline{MN}} \right)^2 - 1 \right]$$

- Dispositivo Schlumberger assimétrico- Dispositivo quadripolo assimétrico como indica a figura, com  $\overline{AB} > 5 \cdot \overline{MN}$  ; com os eletrodos de potencial mantidos afastados dos eletrodos de corrente, à distâncias sempre maiores do que 10 vezes 2L .



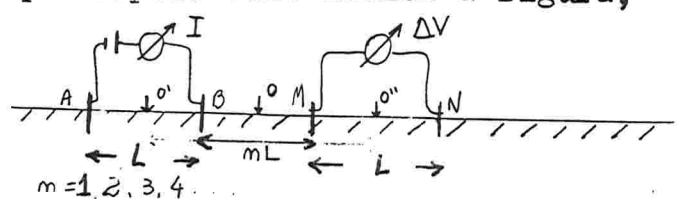
Os eletrodos A e B , são mantidos fixos, variando em cada medida a posição dos eletrodos de potencial ( a distância x é variável) .

O, ponto de medida considerado.

$$\rho = \frac{\pi}{2L} \cdot \frac{(L^2 - x^2)^2}{L^2 + x^2} \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

$$K = \frac{\pi}{2L} \cdot \frac{(L^2 - x^2)^2}{L^2 + x^2}$$

- Dispositivo bipolo-bipolo ou dispositivo duplo bipolo : Dispositivo quadripolo como indica a figura,



$m=1,2,3,4$   
nL, considerado o espaçamento  
O, considerado ponto de medida

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

$$a_1 = nL + L; a_2 = (n+2)L = L + mL + L$$

$$a_3 = (nL); a_4 = nL + L = L(n+1)$$

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{L(m+1)} - \frac{1}{L(m+2)} - \frac{1}{L(m)} + \frac{1}{L(m+1)}} ; K = -\pi L m (m+1)(m+2)$$

$\Delta V$  é considerado positivo quando N estiver à mais alto potencial do que M. Outros dispositivos de eletrodos são usados, quando se pratica

métodos de resistividade. Para cada um, se poderá determinar o valor de K à considerar no cálculo da resistividade  $\rho$ , como foi visto. O valor de  $\rho$  calculado em função de K e das medidas de  $\Delta V$  e I, será em cada caso, a resistividade do terreno, no caso em que o mesmo seja homogêneo.

A condição de homogeneidade do terreno na prática, somente acontecerá de forma aproximada, e em situação muito particular. O terreno, normalmente é heterogêneo e conseqüentemente, quanto as suas propriedades de conduzir a eletricidade, ou seja quanto a distribuição de resistividades.

A distribuição das resistividades é relacionada à variações espaciais da constituição e das estruturas condicionantes das rochas ou formações.

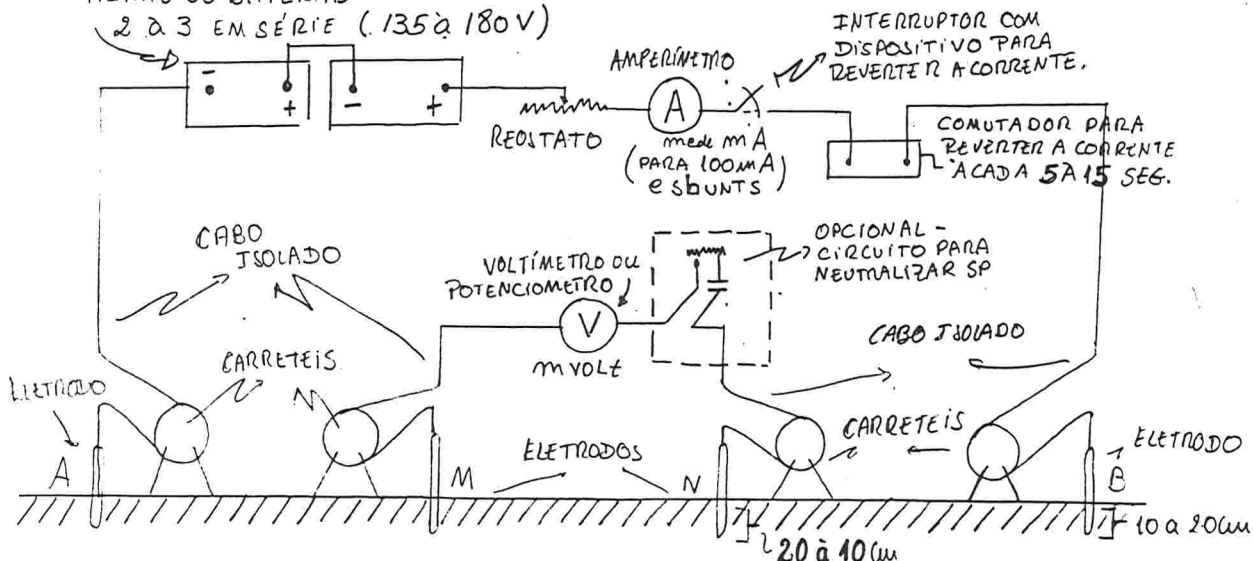
O parâmetro quantitativo experimental que se obtém ao praticar-se o método de resistividade, não será a verdadeira resistividade  $\rho$ , mas sim, resistividades aparentes  $\rho_{ap}$ .

$\rho_{ap}$ , é um parâmetro resultante da integração da distribuição das resistividades do terreno, as quais intervêm na experiência.

O método de resistividade consiste em fazer-se medidas experimentais sistematizadas de  $\rho_{ap}$ , com dispositivo de eletrodos adequadamente escolhidos para cada problema. Os valores de  $\rho_{ap}$  serão interpretados com técnicas mais ou menos racionais ou sofisticadas, objetivando-se investigar condições estruturais e de constituição do terreno.

4.4.3- Equipamento utilizado na pesquisa no terreno com métodos de resistividade.

PILHAS OU BATERIAS DE 45 A 50 VOLTS - NOS EQUIPAMENTOS DE MAIOR PORTE - GERADOR DE 200W A 1KW  
2 A 3 EM SÉRIE (135 A 180V)



Esquema do circuito de resistividade e do equipamento utilizado.

Esquema do circuito de resistividade e do equipamento utilizado;

- A, B, M, N - Eletrodos; hastes de ferro estanhado de  $\sim 70$  cm, algumas vezes, eletrodos não polarizáveis.
- Voltímetro ou potenciômetro, com sensibilidade para medir milivolt.
- Circuito (opcional) para neutralizar efeito SP; quando inexistente esse circuito opcional, e observando-se considerável efeito SP, o mesmo pode ser corrigido: subtraindo-se o valor lido, quando o sistema gerador (ou baterias) estão desligados.
- Amperímetro com sensibilidade para medir miliamperes, com leitura direta até 100 mA, provido com Shunts para estendêr a faixa de leitura.
- Sistema gerador com 135 à 180 volts, constituído geralmente por pilhas secas de alta voltagem (45 à 90 volts), ligadas em série; equipamentos de maior porte requerem gerador de corrente contínua com motôr à explosão, de 200 W até 1KW de potência.

Opcionalmente, alguns equipamentos utilizam geradores de corrente alternada (C.d.) de frequência muito baixa (10 à 20 ciclos/segundo ou menos). Nesse caso amperímetros e voltímetros são para c.a., Corrente alternada permite a vantagem de poder-se ampliar a voltagem lida (por meio de dispositivo eletrônico) favorecendo a sensibilidade. Equipamentos com C.d. podem utilizar fonte de corrente elétrica de voltagem muito menor.

As medidas entre os eletrodos de potencial, são lidas mediante circuitos compensadores (mediante balanceamento), fornecendo por leitura direta, a resistência ou a condutância.

Corrente alternada também torna o equipamento insensível aos efeitos do SP, impedindo ao mesmo tempo a polarização dos eletrodos. Disso resulta simplificação, dispensando o circuito auxiliar para corrigir SP e os dispositivos para comutar a corrente.

Os menores equipamentos, utilizados para pesquisa <sup>GEOTÉCNICA</sup> geotécnica de estudo de solos para fundações, utilizam fonte geradora de cerca de 3 volts (constituído por pilhas secas para telefonia de 1,5 volt, ligadas em série); a corrente fornecida é alternada com pouco mais de 100 volts, e a

leitura mediante balanceamento, dá diretamente a condutância. (\*)

Por outro lado C.A. resulta em desvantagens importantes: - Quando C.A. é usada, efeitos de indução nos cabos e no solo prejudicam a precisão das medidas interessantes, confundido-as; também a penetração da corrente no solo é em geral prejudicada, quando a corrente é alternada é utilizada. Por esse motivo, é essencial o uso de baixas frequências para minimizar os prejuízos citados, e altas frequências não podem ser usadas. (\*)

- Computador, manual ou acoplado ao motor elétrico gerador, tem a função ou melhor, a finalidade de reverter a corrente em cada período de 5 à 15 segundos, afim de evitar a polarização dos eletrodos quando C.C. é utilizada; o mesmo efeito pode ser obtido mediante dispositivo de comutação manual na chave interruptora.

- Reostato tem a finalidade de permitir variação da corrente I fornecida ao solo, servindo também nos circuitos balanceados com C.A., para obter-se a leitura direta da resistência ou da condutância.

#### 4.4.4 - Método de resistividade-variante pesquisa lateral *ou caminhamento elétrico, ou mapeamento elétrico.*

##### 4.4.4.1- A essência do método

Pesquisa lateral é a técnica utilizada quando se quer estudar a distribuição de  $\rho_{ap}$  ao longo de um alinhamento. Por analogia com os trabalhos mineiros de abertura de trincheiras ou galerias, utilizados na pesquisa convencional, a pesquisa lateral é também, denominada na literatura inglesa ou espanhola "electrical trenching" ou "calicatas electricas".

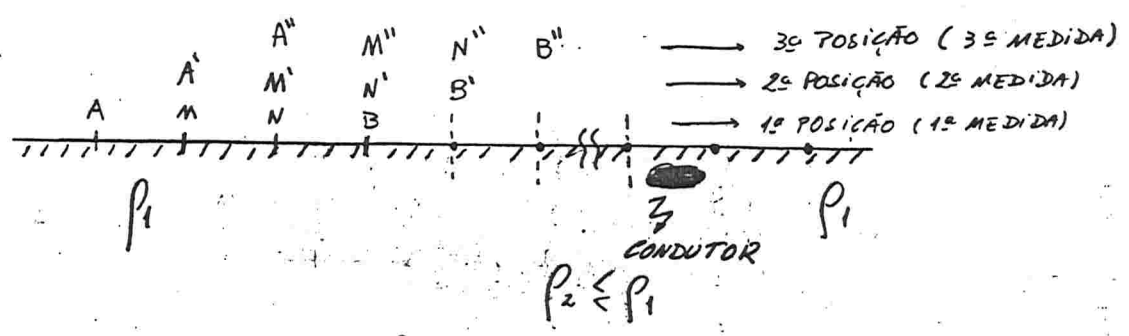
Contrastes de valores de  $\rho_{ap}$  observados ao longo de um alinhamento (ou sobre uma área determinada), indicam descontinuidades na constituição ou no arranjo estrutural das rochas subjacentes. Desse modo pode-se detectar um corpo de minério de boa condutividade em relação a condutividade das rochas encaixantes, que possa existir num segmento do alinhamento. Do mesmo modo poder-se-à detectar zonas fraturadas ou contatos entre formações.

Supondo-se que se tenha elegido o dispositivo quadripolo Wenner de eletrodos, para pesquisár um alinhamento:- A operação consiste em fazer sistematicamente medidas de  $\rho_{ap}$ , deslocando o conjunto de eletrodos,

(\*) EQUIPAMENTOS DE PROCEDÊNCIA SUECA SÃO, EM GERAL, PARA CORRENTE ALTERNADA

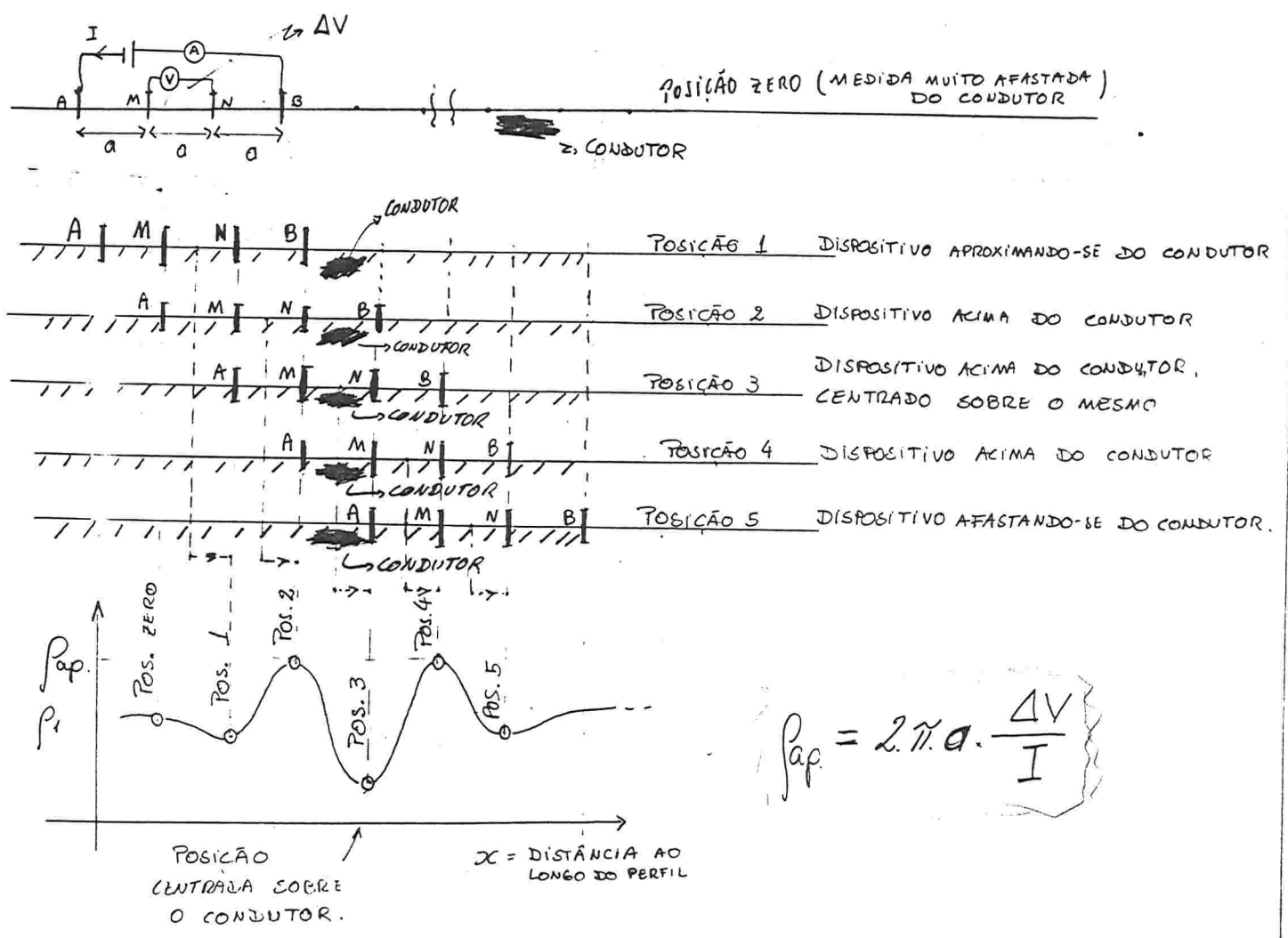
(mantendo-se sempre a equidistância entre os eletrodos), ao longo do alinhamento como mostra a figura seguinte. Por exemplo, pode-se eleger a distância entre os eletrodos de 20 metros, e o avanço do conjunto para cada medida, de 5 a 10 metros.

FIG 401



Em cada medida de  $P_{ap}$ , teria-se os eletrodos situados nas posições AMNB, A'M'N'B', A''M''N''B'', etc até o fim do alinhamento pesquisado.

Para melhor clareza, desdobremos a figura:



$$P_{ap} = 2\pi a \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

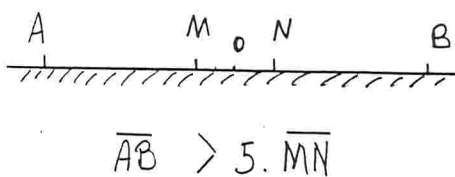
Fig. de Lasfargues, P. (modificada)



A forma da curva  $\rho_{ap} = f(x)$ , pode ser entendida, fazendo-se analogia com um circuito contendo duas resistências ligadas em paralelo entre os pontos A e B. A primeira representando a resistência do caminho direto da corrente entre A e B passando junto aos eletrodos M e N; a segunda resistência, representando outros caminhos da corrente saindo de A e convergindo para B.

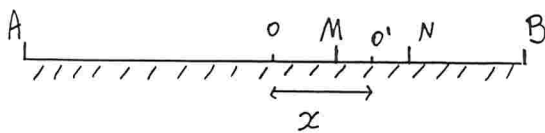
A parte da curva (no perfil de eletroresistividade), entre as posições 1 e 5, mostra-se anômala indicando a presença do condutor. Para direita e a esquerda, sendo uniformes os valores de  $\rho_{ap}$  (e iguais a resistividade  $\rho_1$ , das rochas encaixantes, praticamente homogêneas), a curva tenderá a horizontalidade com ordenada  $\rho_1$ .

A mesma experiência poderia ser feita com dispositivo quadripolo simétrico Schlumberger.



Os resultados seriam semelhantes, com mais precisa localização do condutor. Os picos da curva do perfil correspondentes as posições 2 e 4 seriam relativamente menores.

Também poderia ser feita com dispositivo quadripolo assimétrico Schlumberger. Os eletrodos de corrente A e B seriam mantidos fixos nas

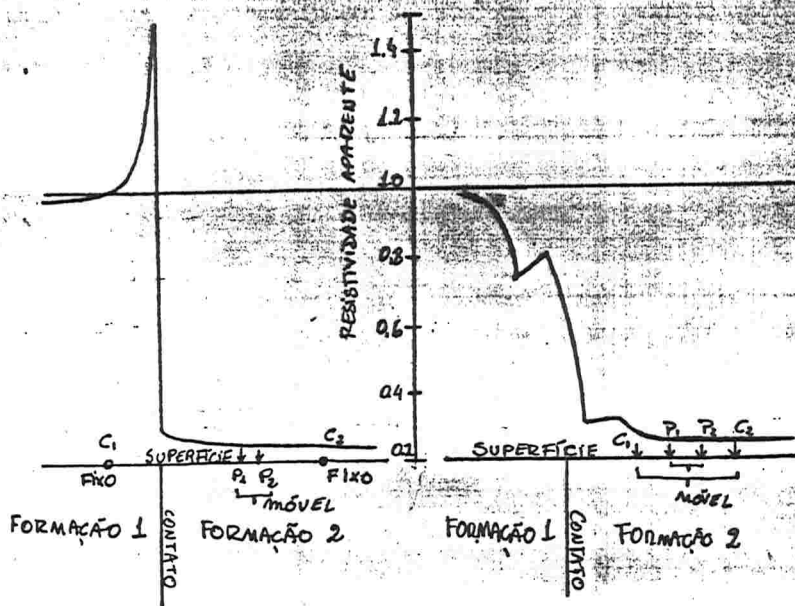


extremidades do alinhamento, deslocando-se para cada medida, somente os eletrodos de potencial M e N.

A curva apresentaria complexidade adicional, devido a diminuição do coeficiente K com a distância x; inexistiria posições correspondentes à 1 e 5, e haveria o pico negativo correspondente a posição 3.

A figura a seguir, mostra a forma da função  $\rho_{ap} = f(x)$  sobre um contato de duas formações com contraste de resistividade, nos casos em que a pesquisa lateral fosse feita com os dispositivos Schlumberger assimétrico e Wenner.

Fig. 105



Resistividade aparente atravessando um contato vertical de duas formações, utilizando dispositivo quadripolos, Schlumberger assimétrico e Wenner. (Fig. de Parasnis-1966)

Observe-se que à distâncias muito grandes para direita e para esquerda do contato, conforme as figuras anteriores, as resistividades aparentes medidas, permanecerão com valores muito inferiores aos valores respectivos  $\rho_1$  e  $\rho_2$ . Isso demonstra que  $\rho_{ap}$  não representa quantitativamente, uma média volumétrica das resistividades das formações próximas dos eletrodos. Altos e baixos valores de  $\rho_{ap}$  indicam ocorrência de relativamente maus e bons condutores. Porém a medida de  $\rho_{ap}$  em um ponto não está diretamente associada com a verdadeira resistividade elétrica do terreno imediatamente abaixo do ponto.

arranjo

4.4-4-2. Dispositivo dos eletrodos utilizados em pesquisa lateral.

Na prática com métodos de resistividades em pesquisa lateral são utilizados vários dispositivos de eletrodos:

- Dispositivo quadripolo simétrico Wenner - (visto anteriormente) Esse dispositivo apresenta a vantagem de fornecer valores de  $\Delta V$  relativamente grandes devido a separação dos eletrodos de potencial serem mantidos à distâncias relativamente grandes, quando comparadas com as distâncias correspondentes quando se usa outros dispositivos. Desse modo, favorece o melhor aproveitamento da sensibilidade disponível de equipamento

de medida.

**DESvantajoso**

De outro lado é desvantajoso com respeito a operação, devido a necessidade de deslocar-se os quatro eletrodos em cada medida ( para que as distâncias entre os mesmos permaneçam constantes.).

- Dispositivo quadripolo simétrico Schlumberger(visto anteriormente)-

Com respeito ao dispositivo Wenner, apresenta a desvantagem citada quanto a sensibilidade na medida de  $\Delta V$ , e a mesma desvantagem na operação ( deslocamento dos quatro eletrodos em cada medida).

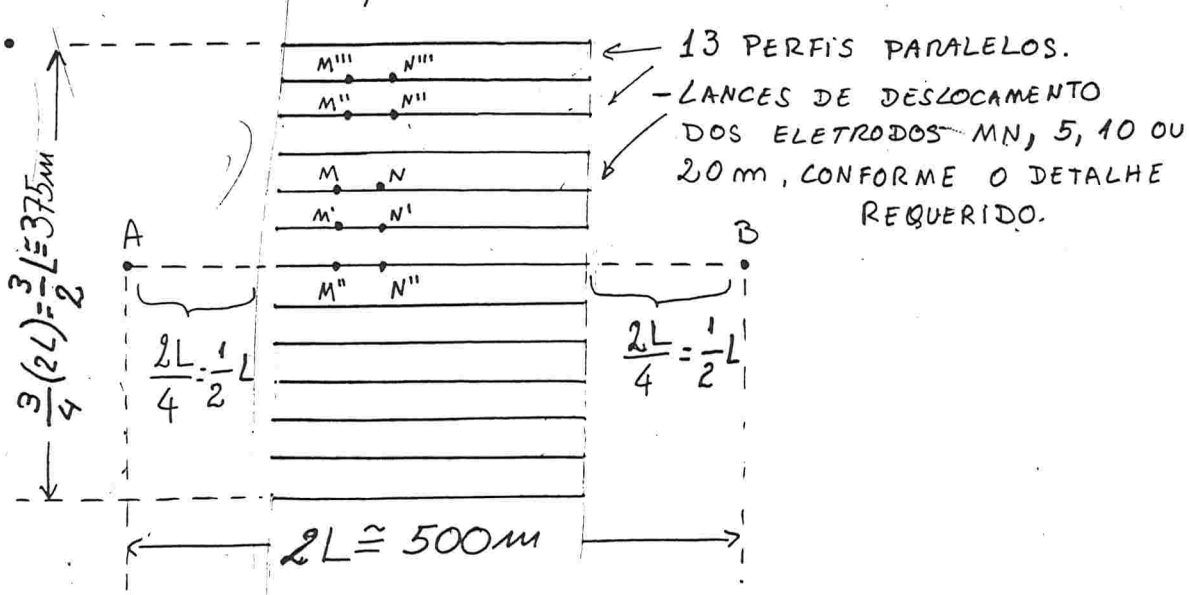
Os valores de  $\rho_{ap}$  são <sup>(aproximam-se mais)</sup> mais representativos das condições para um determinado ponto, do que os obtidos com dispositivo Wenner, sendo isso uma vantagem.

- Dispositivo quadripolo assimetrico Schlumberger - Mais utilizado que os dois anteriores em pesquisa lateral. Apresenta desvantagem quanto a sensibilidade da medida de  $\Delta V$  apontada, agravada pelo efeito da maior distância, relativa, dos eletrodos de corrente. O sinal  $\Delta V$ , torna-se menor, desfavorecendo a sensibilidade.

Por outro lado, a operação é muito simplificada devido a necessidade de deslocar-se somente os eletrodos de potencial em cada medida. A representatividade de  $\rho_{ap}$  para o ponto medido, é a mesma nos dois tipos de dispositivo Schlumberger, e superior ao do Wenner.

- Dispositivo Schlumberger retângulo- Esse é um dispositivo muito utilizado para mapear  $\rho_{ap}$  em área, sendo uma variante do anterior(Schlumberger quadripolo assimétrico). Os eletrodos de corrente A e B permanecem fixos, enquanto levanta-se perfis paralelos deslocando-se os eletrodos de potencial M e N como mostra o "lay out" figurado em planta.

Com esse dispositivo chega-se a mapear curvas de contorno dos valores de  $\rho_{ap}$ .



- Dispositivo bipolo-bipolo: (visto anteriormente)

A  $\Omega$  B  $O_1$  M  $O_1$  N  $m=1, 2, 3, 4, \dots$   
 Esse dispositivo e os dois vistos anteriormente, são utilizados quando se pratica pesquisa lateral.

O dispositivo bipolo-bipolo dá um sinal  $\Delta V$  relativamente fraco, mas tem a vantagem de minimizar efeitos parasitas de indução quando C.A. é utilizada, graças a separação dos segmentos  $\overline{AB}$  e  $\overline{MN}$ .

Nas condições normais de terreno onde se aplica o método, pode-se admitir razoavelmente que:

- A profundidade de investigação seja controlada pela separação  $nL$  ; Admitindo-se, ainda que, como aproximação da realidade, os pontos representativos de cada medida sejam considerados como as interseções de retas à 45 partindo dos centros  $\Omega$  e  $O_1$  ( entre os eletrodos A,B e M,N) ;
- Com esse procedimento levanta-se pseudo-seções de distribuição de resistividades aparentes do terreno, operando-se e interpretando-se os resultados das medidas, como mostra a figura seguinte.

Dispositivo bipolo-bipolo ( Investigação em várias profundidades).

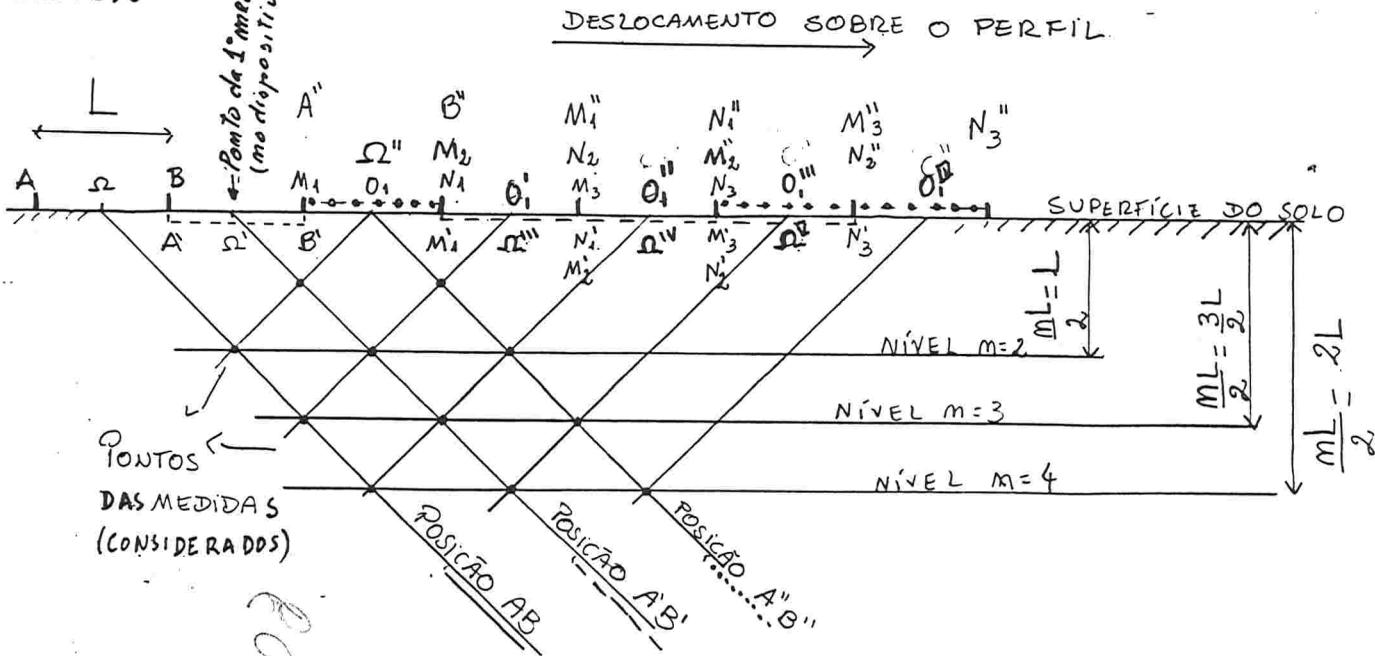


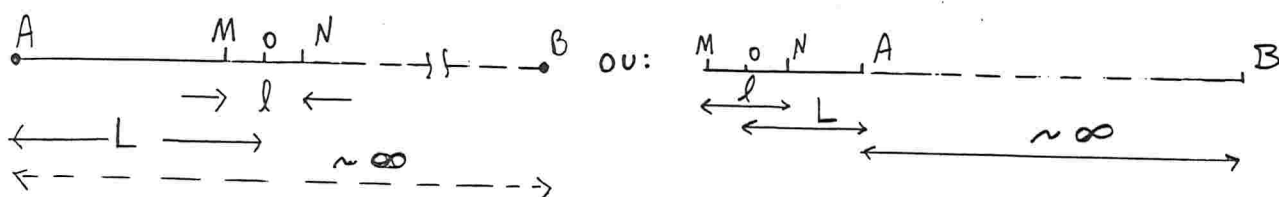
Fig 94

Desse modo chega-se à uma imagem muito útil para indicar indícios de mineralização, abaixo do alinhamento pesquisado, em diversos níveis.

Esse é uma técnica muito utilizada, embora saiba-se que a imagem obtida da secção, é uma grosseira aproximação da realidade, isso porque, a profundidade de investigação não depende unicamente da geometria do dispositivo, dependendo igualmente, dos contrastes de resistividade dos terrenos que interessa a experiência.

- Dispositivo tripolo- Nesse os três eletrodos, A (de corrente) e M e N (de potencial), são movidos. O quarto eletrodo B (de corrente), é fixado a uma distância muito grande, (praticamente considerada  $\infty$ ).

A medida de  $\Delta V$  entre A e B é então dependente somente da corrente fluindo de A. Geralmente  $\frac{L}{l} = \frac{3}{2}, \frac{5}{2}, \frac{7}{2}$ .



Se,  $\overline{AM} = \overline{MN} = a$  (constante)

$$\rho_{ap} = 4\pi a x \frac{\Delta V}{I}$$

(K sendo duas vezes o valor do dispositivo Wenner).

Geralmente a profundidade de investigação aumenta com L.

Nas medidas no terreno, os três eletrodos são deslocados juntamente para cada medida, de um "lance". (geralmente, a distância l). De maneira análoga ao procedimento com o dispositivo bipolo-bipolo, se poderá fazer a investigação à diversas profundidades. Utiliza-se para isso diversos eletrodos de corrente  $A_1$ ,  $A_2$ , e  $A_3$ , situados respectivamente à distâncias  $L_1$ ,  $L_2$  e  $L_3$  do centro O entre MN.

O pico da anomalia da curva de  $\rho_{ap}$  com o dispositivo tripolo, é deslocado lateralmente em relação a posição do condutor, de uma distância  $\overline{AO}$ ; a anomalia é assimétrica, mesmo que o condutor seja simétrico. As vantagens do dispositivo consistem no sinal relativamente grande (devido a pequena distância entre M e N de A), e a necessidade de deslocar-se somente três eletrodos.

Os quatro últimos dispositivos descritos ( tripolo, bipolo-bipolo, retângulo e quadripolo Schlumberger assimétrico), são os mais utilizados

quando a combinação de aplicação simultânea dos métodos de resistividade e polarização induzida é praticada.

- Em perfilagem de furo de sonda com método de resistividade, (a qual é uma pesquisa lateral ao longo do furo de sonda), o dispositivo tripele é muito utilizado, sendo então denominado sonda lateral; e a curva de  $\rho_{ap}$  obtida, a curva lateral.

Outros dispositivos são utilizados em perfilagem de furo de sonda, como se verá oportunamente.

#### 4.4.4.3- Vantagens e desvantagens da prospecção com método de resistividade-pesquisa lateral.

Comparando com o método de potencial espontâneo, o equipamento é de custo pouco maior, com rendimento da operação no terreno, pouco menor.

Os alcances em profundidade são bem maiores do que os do método SP, podendo ser da ordem de grandeza de 200 m, em muito boas condições; normalmente o alcance útil fica adstrito até cerca de 150 m.

A operação no terreno é uma técnica muito fácil e pouco custosa, quando comparada com os métodos convencionais de abertura de trincheiras, galerias, poços ou sondagens.

Desde que a profundidade não seja demasiado grande, corpos de minério maciços e bons condutores são detectados diretamente, devido as diminuições de  $\rho_{ap}$  observadas.

Além disso essa técnica fornece indícios indiretos, locando direções de fraturamentos e de zonas brechadas, que possam estar relacionadas à mineralização interessante. Mapeamentos de  $\rho_{ap}$  são guias geológicos muito úteis à prospecção. A análise da distribuição de  $\rho_{ap}$ , dão recursos para correlação entre perfis, podendo estender-se em profundidade, quando medidas sistemáticas com espaçamento crescentes dos eletrodos são praticadas.

~~Da mesma forma que o método de potencial espontâneo,~~ O método de resistividade é muito adequado para ser utilizado juntamente com o método de polarização induzida em operação simultânea, ampliando a faixa de detecção e resolução. Essa é a técnica mais utilizada presentemente.

DA MESMA FORMA QUE O MÉTODO DE POTENCIAL ESPONTÂNEO, O MÉTODO DE RESISTIVIDADE NÃO DETECTA CORPOS DE MINÉRIO, QUE NÃO SEJAM CONDUTORES CONTÍNUOS, COMO P. ex. MINÉRIO DISSEMINADO OU COM PARTICULAS CONDUTORAS SEPARADAS POR GANCA ISOLANTE. EMBORA EXISTA POSSIBILIDADE DE FAZER-SE INTERPRETAÇÕES QUANTITATIVAS, EM PESQUISA LATERAL COM MÉTODOS DE RESISTIVIDADE, A INTERPRETAÇÃO É PREDOMINANTEMENTE QUALITATIVA.

Em regiões áridas, muitas vezes torna-se difícil obter-se bons contatos dos eletrodos com o solo, motivo pelo qual as medidas tornam-se imprecisas. Nesses casos é preferível a aplicação de métodos eletro-magnéticos. *Relevo acidentado também dificulta a operação de pesquisa lateral.*

- Método de resistividade-pesquisa lateral, tem grande aplicação nas técnicas de perfilagem de furo de sonda, e será abordado sob esse aspecto, no capítulo correspondente a perfilagem elétrica, com desenvolvimento compatível à sua importância. *Ver item 4.8.8.5.2 e subitens respectivos.*

#### 4.4.4.4- Penetração da pesquisa com métodos de resistividade.

A penetração em profundidade da investigação quando se pratica método de resistividade, evidentemente está relacionada com a penetração da corrente no terreno, ou melhor com as frações do fluxo total de corrente que fluem acima e abaixo de uma determinada profundidade. A profundidade útil de investigação está controlada pela primeira dessas frações.

Na literatura antiga, (e em alguns catálogos de instrução de fabricantes de equipamentos), essa profundidade útil é representada de forma simples, como a de um paralelepípedo, *ou outras formas geométricas,* de dimensões determinadas, exclusivamente pelo espaçamento entre os eletrodos de corrente A e B. Na realidade essa representação é simplista, servindo apenas como grosseira aproximação, e restrita à condições muito particulares.

Nas condições de terreno perfeitamente homogêneo e superfície plana, é fácil demonstrar que :

$$F = \frac{2}{\pi} \cdot \operatorname{tg}^{-1} \frac{Z}{l}$$

Sendo :

F a fração do fluxo de corrente total que circula acima de uma profundidade de Z;  $l = \frac{AB}{2}$  ; A e B posição dos eletrodos de corrente na superfície do terreno.

- Assim a corrente I que circula acima de uma profundidade  $Z = \frac{AB}{2}$  é sensivelmente a metade da corrente total fluindo entre os eletrodos situados em A e B; e a corrente que flui acima da profundidade  $Z = \overline{AB}$  é ~70, % do fluxo total (Referência-Orellana, El 1972-Cap. Teoria Del Sondeo Electrico vertical).

Desse modo as zonas mais profundas influirão menos nas medidas de  $\Delta V$  feitas em superfície, por ser nelas, menor a densidade de corrente.

Perém a densidade de corrente diminui gradual e suavemente com a profundidade, sem nunca anular-se. Por isso no caso de terreno homogêneo, não é possível fixar-se a profundidade limite, abaixo da qual, o subsolo não influi nas medidas de  $\Delta V$ .

Aumentando-se a separação entre os eletrodos de corrente  $\overline{AB}$ , aumenta na mesma proporção, a profundidade à que corresponde uma determinada densidade de corrente.

Esse fato leva a pensar que a penetração seja proporcional a distância  $\overline{AB}$ , o que é absolutamente verdade, somente em condições de homogeneidade do terreno, e numa rocha boa condutora.

Num terreno estratificado por exemplo, a densidade da corrente variará segundo uma lei diferente para cada caso particular das camadas. Assim a penetração da corrente dependerá da distribuição das resistividades no subsolo.

Por exemplo, no caso de que, a uma certa profundidade  $Z_0$ , a resistividade do terreno passa a ser muito grande ( $\approx \infty$ ), a penetração da investigação em profundidade crescerá com  $\overline{AB}$  até um certo valor, além do qual passará a ser invariável (mesmo que se aumente  $\overline{AB}$ ). O mesmo acontecerá no caso contrário, quando numa certa profundidade  $Z_0$ , existe uma camada perfeitamente condutora.

Além disso outros parâmetros influem na profundidade de investigação relacionados com a posição dos eletrodos de potencial M e N, em relação a posição dos eletrodos de corrente A e B. Esse fato é evidenciado pelo chamado princípio da reciprocidade, o qual pode ser matemática e experimentalmente demonstrado. (ref. Orelllana E.1972).

Esse princípio estabelece que se num sistema de quatro eletrodos, 1, 2, 3 e 4, uma diferença de potencial  $\Delta V$  é obtida entre 1 e 2 devido uma corrente I fornecida entre 3 e 4, então a mesma diferença de potencial  $\Delta V$  será obtida entre 3 e 4, se a mesma corrente I é fornecida entre 1 e 2.

Então, trocando-se a posição dos eletrodos de corrente e de potencial, o valor de  $\rho_{ap}$  não muda, indicando que a profundidade de investigação permanece inalterada, enquanto a profundidade de penetração de corrente diminui.

Muitas vezes correntes alternadas de baixas frequências são utilizadas nos métodos de resistividades, com os objetivos de obter melhor rendimento da fonte de energia, ou com vantagens operacionais (por exemplo na uti-



lização conjunta com método de polarização induzida).

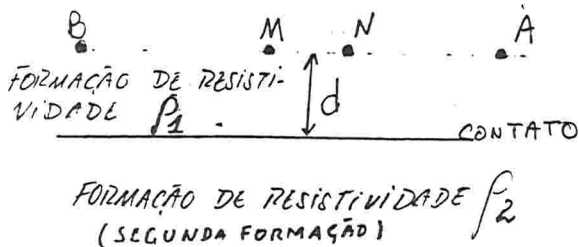
O uso da C.D. acrescenta complexidade, devido aos fenômenos de indução que passam a acontecer no terreno, na maioria das vezes imprevisíveis. De modo geral, fenômenos de indução significam perdas de energia útil ao método, e conseqüente diminuição da profundidade de penetração do método de resistividade. Adicionalmente, a penetração em profundidade da corrente elétrica (C.C. ou C.D.), e as conseqüentes medidas de  $\rho_{ap}$ , também sofre a influência da anisotropia das propriedades condutoras do terreno, e de descontinuidades laterais.

A anisotropia é expressa pela diferença da condutividade elétrica em diferentes direções.

No caso de formações estratificadas horizontalizadas, é evidente que a condutividade perpendicular aos estratos difere da condutividade nas direções paralelas a estratificação.

Descontinuidade lateral, como na situação figurada, de um dispositivo quadripolo instalado próximo a um contato vertical, evidenciam o

VISTA EM PLANTA :



fato de que as resistividades aparentes medidas, não dependem unicamente das resistividades verdadeiras que ocorrem abaixo do segmento  $\overline{AB}$ . As linhas de fluxo da corrente elétrica entre A e B, sofrerão refração no contato. O mesmo acontecerá com as

superfícies equipotenciais. Desse modo as medidas de  $\Delta V$  entre M e N, serão afetadas, e esse efeito será tanto mais marcante, quanto maior for a relação Separação dos eletrodos de corrente  $\overline{AB}$  / distância  $d$  entre o centro do dispositivo à superfície do contato.

Esse é o denominado efeito lateral, o qual é maior quando as direções do dispositivo e o contato não são paralelas, ou quando um dos eletrodos estiver na segunda formação.

Acidentes no relevo entre os eletrodos, ou próximos ao dispositivo, atuam como descontinuidades laterais, causando ~~distorções~~ distorções imprevisíveis de fluxo da corrente.

Apesar do que foi discutido, em pesquisa lateral e em sondagem elétrica vertical, geralmente atribui-se:

1) A profundidade de pesquisa de modo geral, é controlada pela penetração da corrente em profundidade; conseqüentemente pela separação entre os eletrodos de corrente e os eletrodos de potencial. No caso de dispositivo quadripolo simétrico, pela separação entre os eletrodos de corrente.

2) O ponto à que se refere a medida, é considerado situar-se diretamente abaixo do centro do dispositivo, por razões simplesmente de simetria.

O primeiro desses atributos está restrito às condições particulares, às quais as condições do terreno devem aproximar-se para que os métodos de eletroresistividades sejam eficientemente aplicados. O segundo atributo é utilizado com mais restrição, sendo tão somente uma imagem útil para representar a realidade de forma aproximada.

A interpretação correta de pesquisa lateral ou sondagem elétrica, exige que todos esses conceitos com respeito a penetração, efeitos laterais e significado espacial dos pontos à que se referem as medidas de  $\rho_{ap}$ , sejam considerados.

Per esse motivo a aplicação e a interpretação exige muita experiência e conhecimento de geologia, sem o que, a tecnologia dos métodos de resistividade serão de pouca utilidade. Isso aplica-se com maior ênfase na sondagem elétrica vertical. Essa técnica é apoiada em base teórica muito desenvolvida, possibilitando interpretações quantitativas racionais e sofisticadas, as quais tornam-se de pouco valor, quando utilizadas para modelos geológicos inadequados.

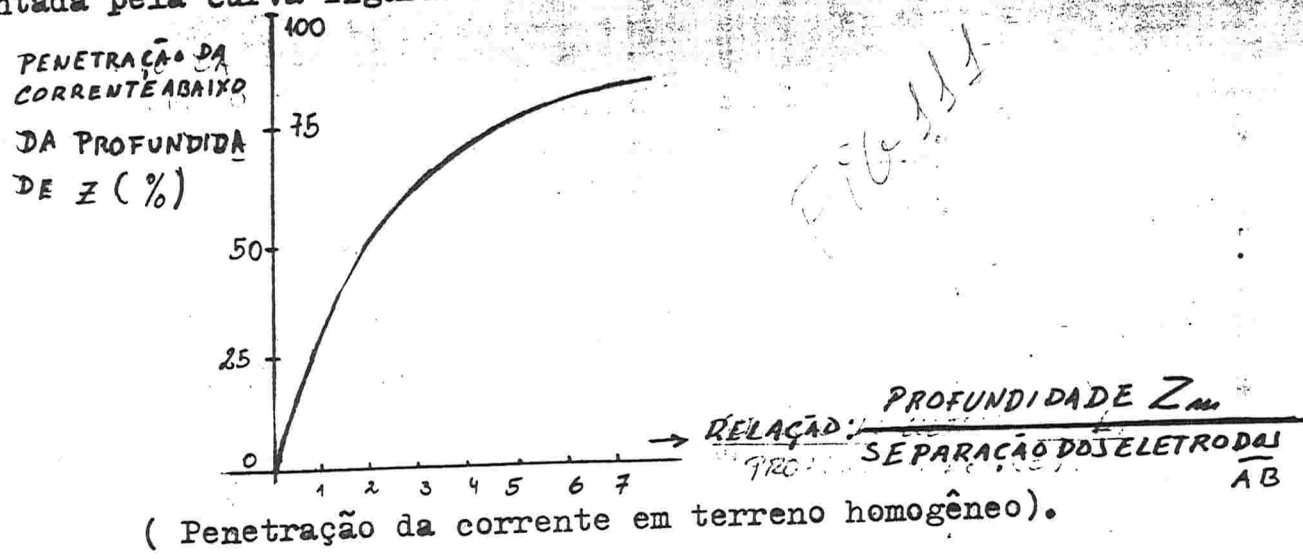
#### 4.4.5 - Método de resistividade-Variante Sondagem elétrica Vertical (SEV)

##### 4.4.5.1- A essência do método SEV e história de seu desenvolvimento.

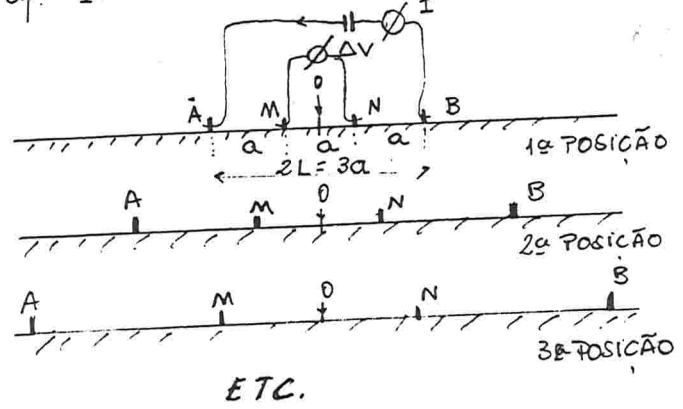
O objetivo da SEV é deduzir variações da resistividade elétrica ao longo da profundidade, abaixo de um dado ponto da superfície do terreno, e correlacionar essas variações com o conhecimento geológico disponível, afim de inferir um melhor conhecimento com respeito a constituição e estrutura em subsuperfície.

O procedimento baseia-se no fato discutido anteriormente, segundo o qual a fração da corrente elétrica, introduzida na superfície do terreno, penetrando abaixo até uma determinada profundidade, aumenta com a separação dos eletrodos de corrente, nas condições que ocorrem numa ampla variedade de condicionamentos geológicos.

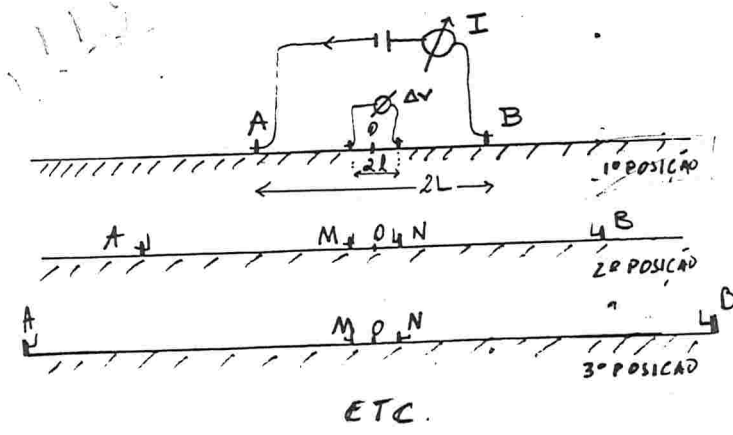
Como foi visto no item anterior, nas condições de terreno homogêneo e plano, pode ser demonstrado que a função da penetração da corrente é representada pela curva figurada:



Como mostram as figuras a seguir: - operando-se com um dispositivo quadripolo simétrico (geralmente com dispositivo Wenner ou Schlumberger), fazendo-se medidas com separação crescente dos eletrodos A e B, ao mesmo tempo que o centro do dispositivo permanece fixo, obtém-se o valor de  $\rho_{op}$  para cada posição.



Operação da sondagem elétrica com dispositivo Wenner



Operação da Sondagem elétrica com dispositivo Schlumberger. SIM.

- No dispositivo Wenner os eletrodos M e N são medidos ao mesmo tempo que os eletrodos A e B são movidos, para manter a equidistância a.
- No dispositivo Schlumberger, os eletrodos M e N são mantidos imóveis até quando a sensibilidade do voltímetro permita ler o valor de  $\Delta V$ . Quando a diferença  $\Delta V$  torna-se tão pequena que a sensibilidade do voltímetro não permite a leitura, os eletrodos de potencial são movidos, aumentando-se a distância  $2l$ . A operação segue sem movimentar M e N, até quando for possível a leitura de  $\Delta V$ , e assim por diante.

- Per exemplo, com o dispositivo Wenner, em cada posição (ou medida) a distância  $a$  poderá ser 2m, 6m, 18m, 54m, etc.
- Por exemplo, com o dispositivo Schlumberger,  $2l$  pode permanecer fixa igual à 0,80m, enquanto  $2L$  será igual a 10m, 20m, 40m, etc; posteriormente  $2l = 2m$  e  $2L = 20m, 40m, 80m, 160m, etc$ , e assim por diante.

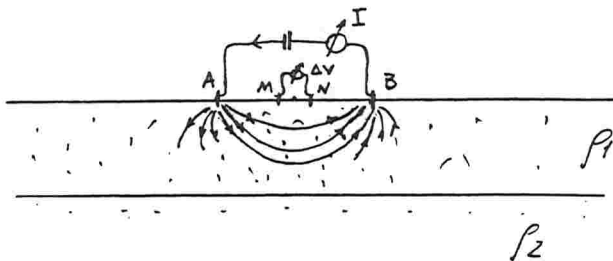
Para cada posição  $\rho_{ap}$  é calculada, como foi visto no item 4.4.2, pela fórmula  $\rho_{ap} = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$ , onde  $k = 2\pi a$ , para o dispositivo Wenner; e  $K = 0,758 (2l) \left[ \frac{(2L)^2}{(2l)^2 - 1} \right]^I$ , para o dispositivo Schlumberger.

Num sistema de eixos coordenados, loca-se a separação dos eletrodos em abcissas e  $\rho_{ap}$  em ordenadas. No caso de operação com dispositivo Wenner são locades em abcissa os valores de  $a$ ; no caso de dispositivo Schlumberger os valores de  $L = \frac{AB}{2}$ .

Suponhamos que a estrutura de um terreno sensivelmente plano fosse constituída por uma única camada horizontalizada, sensivelmente homogênea, e com espessura constante cobrindo um substrato de espessura muito grande. Supondo ainda que essas condições permaneçam uniformes lateralmente, numa extensão muito grande (praticamente considerada infinita). Teria-se o modelo simples de estrutura de dois leites horizontais com espessuras respectivamente, finita e infinita.

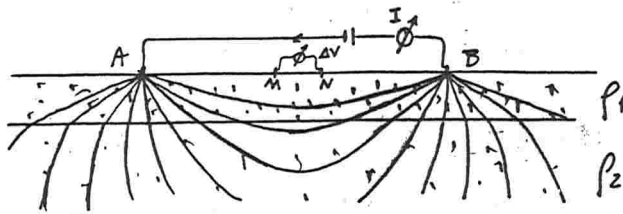
Sendo  $\rho_1$  e  $\rho_2$  (diferentes de zero e  $\infty$ ) as respectivas resistividades desses dois leites (considerados homogêneos), tem-se duas possibilidades:  $\rho_1 > \rho_2$  e  $\rho_1 < \rho_2$ .

- Quando a separação dos eletrodos fosse muito pequena quando comparada com a espessura do leito superior, a medida de  $\rho_{ap}$  seria sensivelmente igual a  $\rho_1$ .



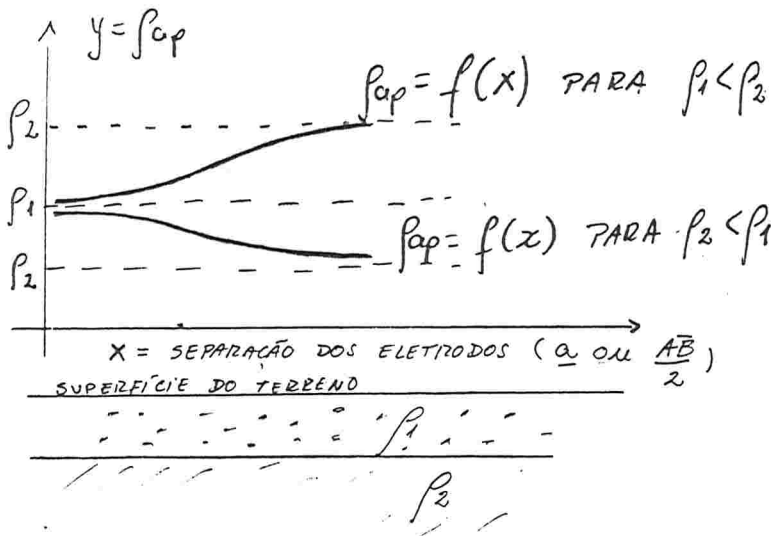
- A proporção que as medidas de  $\rho_{ap}$  fossem obtidas com valores crescentes da separação dos eletrodos aumentaria a fração do fluxo total de corrente abaixo do contato, tornando-se o valor  $\rho_{ap}$  cada vez mais influenciado

pele valer de  $\rho_2$  (do segundo leito).



- Quando a separação dos eletrodos fosse muito grande em relação a espessura do leito superior, a fração do fluxo da corrente acima do contato tenderia a ser praticamente insignificante, de modo que o valor de  $\rho_{ap}$  tenderia para o valor de  $\rho_2$ .

Desse modo a função  $\rho_{ap}$  em relação a separação dos eletrodos será uma curva, assintoticamente, tendendo nos dois extremos, para os valores de  $\rho_1$  e  $\rho_2$ . Será descendente no caso de  $\rho_2 < \rho_1$ ; e ascendente no caso de  $\rho_2 > \rho_1$ , como mostra a figura seguinte:

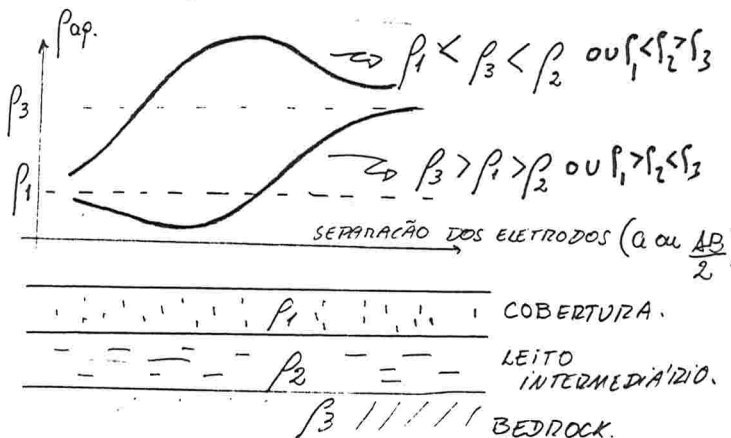


Com devidas aproximações esse poderia representar os modelos geológicos:

- Bedrock de maior resistividade coberto, com manto de intemperismo úmido.
- Camada superficial cobrindo um lençol freático espesso, ou um bedrock fortemente impregnado por pirita, magnetita, etc.

No caso em que a estrutura geológica fosse comparável à duas camadas homogêneas de espessuras constantes e com diferentes resistividades  $\rho_1$  e  $\rho_2$ , jazendo sobre uma terceira camada de espessura praticamente  $\infty$ , com resistividade  $\rho_3$ , teria-se um modelo de três leitos.

Nos casos em que  $\rho_3 > \rho_1$  e,  $\rho_2 < \rho_1$  ou  $\rho_2 > \rho_3$ , as curvas de  $\rho_{ap}$  seriam as figuradas:



O caso de  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ , poderia ser o modelo de um lençol freático sobre um bedrock de pequena porosidade coberto por manto de intemperismo com pouca umidade.

- O segundo modelo  $\rho_3 > \rho_1 > \rho_2$  poderia ser o de um manto saturado de umidade, evoluindo para argila seca, e para um aquífero confinado.

Nos modelos simples de camadas horizontais, homogêneas, com extensões infinitas e diferentes espessuras invariáveis,  $\rho_{ap}$  dependerá quantitativamente somente dos valores das resistividades reais das camadas, de suas espessuras, e da distribuição das camadas ao longo da profundidade.  $\rho_{ap}$  será sempre uma função muito complexa. Para dar uma idéia dessa complexidade tomemos o caso mais simples, de somente duas camadas homogêneas sendo a primeira com espessura  $h$  e resistividade  $\rho_1$  invariáveis; a segunda camada com resistividade  $\rho_2$  e espessura infinita (o primeiro caso figurado). Sendo a curva experimental de  $\rho_{ap}$  levantada com dispositivo Wenner com separação  $a$ , tem-se a seguinte expressão para  $\rho_{ap}$  (expressão devida a Hummel 1932).

$$\rho_{ap} = \rho_1 \times \left\{ 1 + 4 \times \left[ \frac{C^2}{\sqrt{1 + \left(\frac{2h}{a}\right)^2}} - \frac{C^2}{\sqrt{4 + \left(\frac{2h}{a}\right)^2}} + \frac{C^2}{\sqrt{1 + \left(\frac{4h}{a}\right)^2}} - \frac{C^2}{\sqrt{4 + \left(\frac{4h}{a}\right)^2}} + \dots \right] \right\}$$

isto é, uma série cujo termo geral é :

$$4 \times \rho_1 \times \left[ \frac{C^m}{\sqrt{1 + \left(\frac{2mh}{a}\right)^2}} - \frac{C^m}{\sqrt{4 + \left(\frac{2mh}{a}\right)^2}} \right] \text{ sendo o valor } C = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1},$$

denominado o contraste de resistividade dos dois leitões.

Foram desenvolvidos modelos matemáticos para curvas de  $\rho_{ap}$  nos casos de 2, 3 e 4 leitões, e ainda para alguns casos de descontinuidades laterais; modelos para curvas levantadas com dispositivo Schlumberger principalmente, e também com dispositivo Wenner.

A teoria da SEV é uma das mais desenvolvidas no âmbito da prospecção geofísica, não cabendo aqui seu estudo, indicando-se para isso a bibliografia referida Orellana E. 1972, Keller, G.V. 1966 e Kunetz, G. 1966.

Com base nessa teoria foi desenvolvida a técnica utilizada correntemente para interpretação de SEV. Essa técnica consiste na superposição da curva experimental de  $\rho_{ap}$  sobre curvas padrão para 2, 3 e 4 leitões, publicadas em catálogos; combinando-se esse método com o do chamado "método do ponto auxiliar" (devido a Ebertt-1943 e a Kalenov 1957). Este último

\* Ebertt - geofísico alemão; Kalenov geofísico russo.

método consiste na substituição de 2 leitões superiores por um terceiro ideal equivalente. Desse modo é possível interpretar modelos de 3 leitões por intermédio de um modelo de 2 leitões; de 4 leitões por um de 3 leitões; de 5 leitões por um de 4 leitões; e assim por diante. Assim possibilita estudar vários modelos disponíveis, reduzindo o número de curvas padrão necessárias, e ainda interpretar  $n$  camadas, embora com erro crescente para valores de  $n$  superiores à 4.

Os elementos essenciais para a prática de interpretação de SEV serão abordados neste capítulo, e no anexo ao mesmo, extraído de Orellana E e Mooney H. 1966 (páginas 205-1 à 205-8)

A história do desenvolvimento da SEV, pode assim ser resumida:

- Por volta de 1915 Conrad Schlumberger (engenheiro de minas francês-Alsaciano) e Frank Wenner (norte americano) inventaram e aplicaram independentemente os dispositivos quadripolos que levam seus nomes. C. Schlumberger com a colaboração de seu irmão Marcel, do matemático romeno Sabba S'. Stefanescu e do físico francês Raymond Maillet, analisou os problemas matemáticos da propagação de C.C. em meios estratificados e os utilizou na interpretação de SEV. Essa técnica foi aplicada com êxito para localizar estruturas para petróleo na Romênia em 1923, por Schlumberger e colaboradores.

A primeira coleção de curvas padrão foi publicada no início da década de 1930 pela compagnie générale de geophysique, fundada pelos irmãos Schlumberger e sua equipe. Essa companhia se transformou na atual multinacional conhecida pelo nome de seus fundadores.

As bases matemáticas da interpretação de SEV, permaneceram sigilosas em grande parte, no âmbito daquela companhia, por longo tempo. Alguns fundamentos foram publicados em 1932 por Stefanescu, Doll e Maillet. Somente em 1966, G. Kunetz da mesma companhia as publicou ainda incompletas.

Apartir de 1928 a URSS contratou serviços da companhia Schlumberger (inclusive de seu fundador) para prospectar petróleo. Desse modo os geofísicos soviéticos assimilaram a teoria, a desenvolveram independentemente, e em parte ultrapassaram os iniciadores.

Assim que em 1938 (dois anos após a morte de Conrad Schlumberger) efetuaram as primeiras SEV profundas, com mais de 1000 metros de penetração, e em 1941 publicaram na URSS uma coleção padrão para 2 e 3 leitões com 720 curvas.

Um dia após ter Schlumberger solicitado patente de seu sistema de SEV em 1925, Gish e Rooney nos EEUU, publicaram suas investigações independentes, sobre um método similar.

De 1934 data a publicação americana de Tagg, G.F. do método para interpretação de SEV com 2 leitões, utilizando dispositivo Wenner e baseado nos estudos do geofísico alemão J.N.Hummel de 1929( a expressão vista no item anterior para *Fig.* ).

Porém nos EEUU, Inglaterra e Canadá, o desenvolvimento nos primeiros anos ateve-se à métodos empíricos de interpretação.

Somente mais tarde foi retomado nesses países, o desenvolvimento racional, tendo sido então publicada em 1956 na Universidade de Minnesota-USA, uma coleção de curvas padrão para 2300 estruturas com 2,3 e 4 leitões, utilizando dispositivo Wenner, e segundo o método de interpretação desenvolvido por Schlumberger. Os autores são Mooney H.M. e Wetzel.

Essa coleção é utilizada no Brasil pelo Programa de Pós-Graduação em geofísica da UFBA, tendo sido traduzida em 1974.

Porém, provavelmente a técnica mais utilizada presentemente no Brasil, utiliza a coleção de curvas padrão de Orellana, E(geofísico espanhol ) e Mooney H.M.-1966 para utilização do dispositivo Schlumberger ou Wenner, com interpretação por superposição, juntamente com o método do ponto auxiliar. Essa coleção contém 1417 curvas para 2,3 e 4 leitões, tabela (possibilitando aplicação do dispositivo Wenner), e quatro ábacos para o método do ponto auxiliar. É aplicada na CPRM, Pós-Graduação da Universidade de Belém , na CORSAN RS , etc.

#### 4.4.5.2- Aplicação da Sondagem Elétrica Vertical.

SEV é o método elétrico de prospecção geofísica no terreno mais utilizado, e o de maior alcance em profundidade, podendo ultrapassar 1000 metros. Sua interpretação é predominantemente quantitativa levando à resultados precisos quando aplicada em problemas adequados. ADEQUADOS

Seu campo de aplicação principal, é nos modelos geológicos estratificados, horizontalizados, como são comuns na pesquisa de água subterrânea, na pesquisa de petróleo, e em geotécnica.

Na pesquisa de água subterrânea em formações sedimentares, seu uso é praticamente universal, para locação da perfuração de poços.



Em modelos geológicos favoráveis, é possível detectar o horizonte aquífero, e prever a sua profundidade com precisão comparável a sondagem mecânica.

Na pesquisa de petróleo, permite levantamentos estruturais, sendo o único método geofísico utilizado para esse tipo de problema, além dos métodos sísmicos.

Em condições favoráveis seus resultados são comparáveis aos métodos sísmicos de refração, podendo rivalizar com os métodos sísmicos de reflexão (nas condições desfavoráveis para estes últimos).

Comparando com os métodos sísmicos, seus custos são bem menores.

SEV é aplicada para estudos de fundação, e outros problemas de geologia aplicada à engenharia civil (por exemplo, geologia para construção de barragens, etc.). Nesses problemas complementa com sucesso, os trabalhos com sondagem mecânica.

Eletroresistividade e métodos sísmicos de refração, são os métodos geofísicos utilizados nesses problemas. Observe-se que uma sondagem mecânica poderá levar a falsa conclusão de que um matacão de grande porte seja uma boa fundação, e o resultado de uma SEV não permitirá esse engano.

SEV, permite com pequeno custo adensar uma malha de observação obtida com sondagem mecânica para estudos geotécnicos, detectando com melhor segurança, zonas fraturadas e outras irregularidades capazes de prejudicar uma obra civil.

Existem equipamentos de pequeno porte para estudo de solos, (para obras civis), e técnicas simplificadas (em grande parte métodos empíricos) utilizadas para esse tipo de problema.

Na pesquisa de minérios metálicos, SEV pode ser útil para complementar a pesquisa lateral de eletroresistividade.

Na pesquisa de bacias sedimentares permo-carboníferas, a SEV é útil para localizar baixos estruturais, com melhores condições para existência de carvão. Essa técnica é atualmente muito utilizada pela CPRM na pesquisa das bacias carboníferas Sul-brasileiras.

Em estruturas horizontalizadas a precisão das interpretações com base exclusivamente em análise matemática, decresce exponencialmente à partir da existência de mais do que quatro camadas. Nesses casos sua interpretação deve ser combinada; mediante correlação com resultados de sonda-

gens mecânicas, ou com outros métodos geofísicos, como os métodos sísmicos.

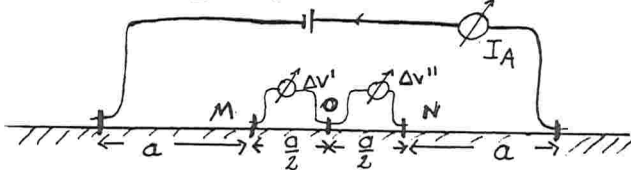
Para o sucesso de SEV, é necessário que hajam razoáveis condições de continuidades laterais, e que o relevo seja aplainado.

Intercalações de camadas muito resistivas, como por exemplo ocorrência de abas espessas de sill de diabásio, inviabilizam a utilização de SEV para pesquisá-las abaixo dessas camadas resistivas.

4.4.5.3- Execução de SEV- Operação em campo para obter a curva experimental de  $\rho_{ap}$ .

A operação de campo consiste no levantamento dos valores de  $\rho_{ap}$  e o traçado da curva experimental de  $\rho_{ap}$  em função do espaçamento dos eletrodos. São utilizados os equipamentos de eletroresistividade vistos no item 4.4.3. Os dispositivos <sup>ou arranjos</sup> de eletrodos mais comuns, são os dispositivos quadripolos simétricos Wenner ou Schlumberger, operando-se como foi visto no item 4.4.5.1.

Além desses dispositivos é menos utilizado o dispositivo Lee (com cinco eletrodos), e ainda em circunstâncias especiais outros dispositivos especiais, tripolares e azimutal bipolar são usados. Estes últimos podem ser vistos na bibliografia referida Orellana, E e Mooney, H.M. 1966. O dispositivo Lee, consiste numa modificação do dispositivo Wenner como se pode ver na figura, sendo o quinto eletrodo colocado no centro do dispositivo.



DISPOSITIVO Lee PARA SEV

Comparando-se os três dispositivos Wenner, Schlumberger e Lee :

- O dispositivo Wenner como já foi visto, apresenta a vantagem de aproveitar melhor a sensibilidade do equipamento na medida de  $\Delta V$ . Contrariamente, além da desvantagem operacional apontada anteriormente, a medida de  $\rho_{ap}$  obtida é mais influenciada por descontinuidades laterais, que porventura existam, diretamente abaixo do dispositivo. Essa desvantagem é particularmente prejudicial a precisão de SEV, motivo pelo qual a tendência atual favorece ao dispositivo Schlumberger, quase universalmente.

*Além disso o dispositivo Schlumberger, de maior profundidade de investigação para o mesmo espaçamento dos eletrodos.*

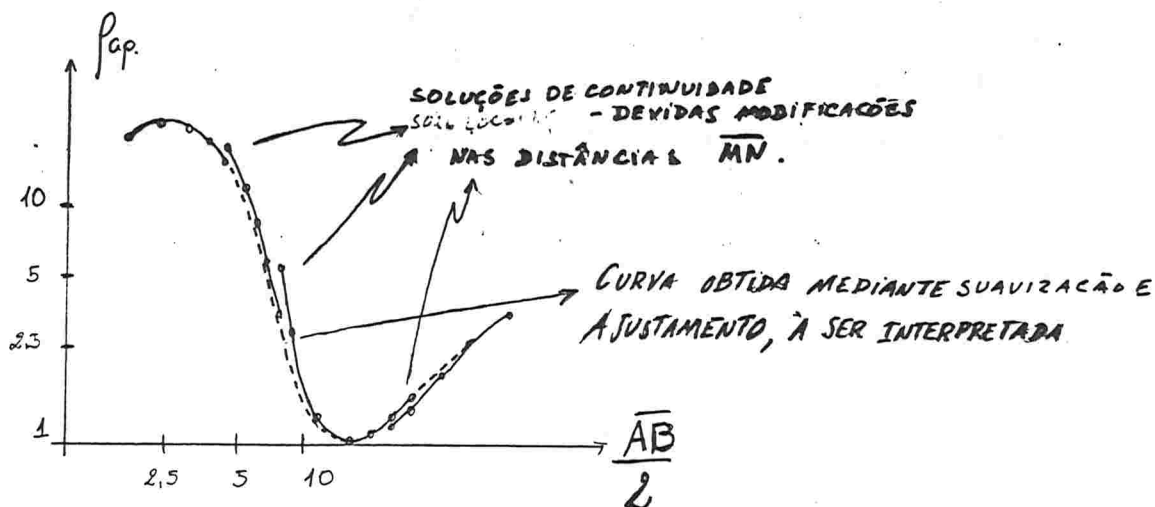
O dispositivo Lee foi idealizado e utilizado pelos geofísicos americanos, com a finalidade de alertar para a existência de tais descontinuidades laterais entre os eletrodos de potencial, e para minimizar seus efeitos prejudiciais.

em abstrato

Diferenças nas duas medidas  $\Delta V'$  e  $\Delta V''$ , indicam descontinuidade e poderá, em parte, ser corrigido seus efeitos mediante cálculo.

Durante a operação no campo, as medidas de  $\rho_{ap}$  e dos espaçamentos  $\overline{AB}/2$  ( ou  $a$ , no caso do dispositivo Wenner), são locados (em ordenadas e abcissas) em escala logarítmica. Utiliza-se papel logarítmico cujo módulo seja o mesmo do traçado das curvas padrão, da coleção à ser utilizada na interpretação.

Utilizando-se dispositivo Schlumberger obtém-se uma curva como mostra a figura:



( Exemplo de curva experimental de  $\rho_{ap}$  traçada em papel bilogarítmico). Distâncias recomendadas  $\overline{AB}/2$  e  $\overline{MN}$  para execução da SEV, (Referência Orellana, E. 1972 ).

$\frac{\overline{AB}}{2}$  em metros = 2,3,4,5,6,8,10,13,16,20,25,32,40,50,65,80,100,130,160,190,250,310,370,460,550,640,800,1000,1250,1500.

$\overline{MN}$  = 1,10,50,100,200 .

As soluções de continuidade da curva, são devidas às modificações na posição dos eletrodos de potencial (MN) na operação.

É recomendado o desenho em campo da curva experimental, como forma de identificar incoerências motivadas por erros instrumentais ou de operação, fugas de corrente, efeitos motivados por descontinuidades laterais e outros.

Por exemplo, para modelos estratificados horizontais, e medidas com dispositivo Schlumberger, os ramos ascendentes da curva não poderão ultrapassar inclinações de  $45^\circ$  no gráfico; mudanças bruscas indicam imperfeições instrumentais, ou problemas geológicos.

Os modelos matemáticos correntemente utilizados na interpretação, são horizontais. Se os leitões mergulham mais do que  $10^\circ$  à  $15^\circ$  os modelos são ina-

dequados e a interpretação deixa de ser racional. Esse prejuízo pode ser minimizado dispondo os eletrodos na direção dos estratos. Também efeitos de descontinuidades laterais são minimizados com o paralelismo do dispositivo, à direção da estrutura da descontinuidade.

É prática comum, duplicar a operação de SEV, efetuando-a com dispositivo em duas direções perpendiculares entre si. Essa prática permite advertir com respeito a descontinuidades laterais, e fornece recurso para introduzir correção na interpretação.

- Os modelos padrão são calculados para corrente contínua, e o uso de corrente alternada é fonte de imprecisão, devido efeitos de indução nos cabos e redistribuições da corrente no terreno, principalmente o chamado "Skin efeito". Esse efeito consiste na concentração da corrente nos contatos entre materiais com diferentes resistividades, quando se usa C.a. . (\*)

O "Skin" efeito é mais pronunciado na superfície do terreno, resultando em rápido decrescimento da densidade da corrente com a profundidade, e desse modo reduzindo a profundidade de investigação. Devido à vantagens instrumentais e possibilidade de ampliar o sinal da medida de  $\Delta V$  (com vantagem para a sensibilidade), muitas vezes C.a. de baixa frequência é utilizada em SEV, mesmo com as restrições apontadas.

Obtida a curva experimental, ela é suavizada (compensando as soluções de continuidade), decalcada em papel transparente, para ser interpretada por superposição nas curvas padrão, conforme procedimento explicado no anexo deste capítulo - Interpretação de SEV, (tradução adaptada de Orellana, E e Mooney, H. 1966).

Outros métodos de interpretação e procedimentos, menos usados correntemente, podem ser encontrados em Orellana, E. 1972 e Kunetz, G. 1966. Esses são mais complexos e compreendem modelos mais abrangentes (estratos inclinados, descontinuidades laterais, etc.), e são utilizados em circunstâncias especiais.

4.4.5.4 - Critérios do traçado das curvas padrão para modelos estratificados horizontais.

- Curvas padrão são curvas construídas com base em análise matemática de modelos físicos da distribuição de corrente C.C., expressa pela variação do parâmetro  $\rho_{ap}$  em função da separação dos eletrodos, para um determinado dispositivo dos eletrodos.

(\*) SKIN EFFECT (inglês) = EFFECT PELICULAIRE (francês) = EFEITO PELICULAR (português)

As coleções de uso corrente contêm modelos de sequências de camadas absolutamente horizontais, de extensão infinita e de resistividade e espessura uniformes para cada camada. Cada modelo (ou cada curva), significa relações pré-fixadas entre as espessuras, e as resistividades das camadas ou leitos.

O traçado é feito em escala logarítmica com as seguintes vantagens:

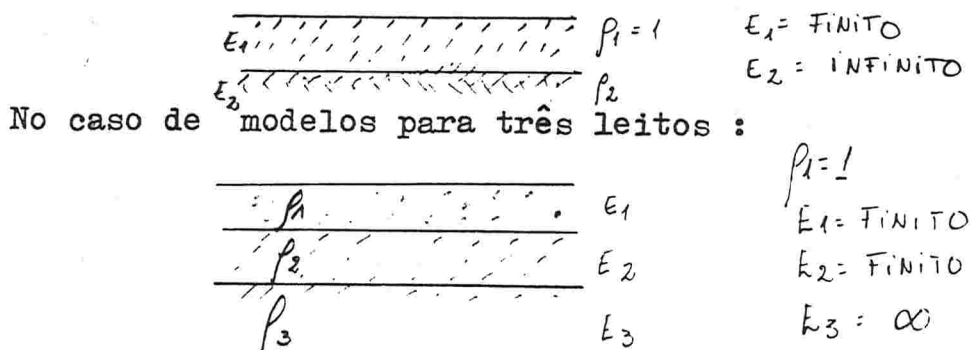
- Torna os padrões independentes das unidades, permitindo a interpretação por superposição direta em ábacos de padrões.
- Nos casos reais, o efeito de um determinado leito diminui quando cresce sua profundidade. Assim há vantagem de que os valores de  $\overline{AB}/2$  graficamente representados em abcissas, sejam atenuados para os valores mais elevados.
- Contrariamente os leitos mais condutivos, são muito mais sensíveis para efeitos de interpretação, do que os leitos mais resistivos (quando  $\rho$  aproxima-se de valores praticamente  $\infty$ , suas variações são menos informativas). A escala logarítmica atenua graficamente as variações dos grandes valores de  $\rho$  ampliando relativamente, as variações dos pequenos valores. Por exemplo: variações de 1 Ohm na resistividade de uma margam de 5 Ohm.m é informativa, e essa mesma variação torna-se inexpressiva para um calcário de 300 Ohm.m.

Em todos os modelos, a resistividade e a espessura do primeiro leito (à partir da superfície), são consideradas unitárias.

Assim para modelos de dois leitos, sendo o segundo com espessura  $\infty$ , as formas das curvas para diferentes modelos, dependerão exclusivamente da relação  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  (isto é, das relações das resistividades do segundo para o primeiro leito).

Na coleção Orellana-Mooney foram traçadas 25 curvas para dois leitos representando cada uma a relação de  $\frac{\rho_2}{\rho_1} = 0,00 ; 0,025 ; 0,05 ; \dots ; 20 ; 40 ; \infty$ , totalizando 25 casos; cobrindo, por coincidência ou por interpolação, os casos de existência possível.

Esses padrões constituem a família de curvas para dois leitos.



As formas das curvas possíveis, dependem primeiramente dos parâmetros  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  e de  $\frac{\rho_3}{\rho_1}$ ; e ainda de um terceiro parâmetro  $\frac{E_3}{E_1}$ . Na dita coleção foram traçadas curvas ~~significando~~ <sup>combinando</sup> casos de  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$ , com diferentes possibilidades, consideradas representativas, de  $\frac{\rho_3}{\rho_1}$ ; e ainda com os diferentes casos de:

$\frac{E_3}{E_1} = 0 ; 0,1 ; 0,2 ; 0,3 ; \dots 10 ; 15 ; 25 ; \infty$  (num total de 14 valores)

Cada uma das combinações de valores de  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  e  $\frac{\rho_3}{\rho_1}$  com cada um dos valores de  $\frac{E_3}{E_1}$ , vão constituir uma família de curvas, em número de 25. O total de padrões para três leitões são 912 curvas, agrupadas em 25 famílias.

Para modelos de 4 leitões foram traçadas curvas, representando combinações de  $\frac{\rho_2}{\rho_1}$  com  $\frac{\rho_3}{\rho_1}$  e  $\frac{\rho_4}{\rho_1}$ , com os casos de  $\frac{E_3}{E_1} = 1; 2; 3; 5$  e de  $\frac{E_3}{E_1} = 1 ; 3; 5; 10; 25$ , totalizando 480 casos, agrupados em 30 famílias.

1963

$\rho_1$	o o o o o o o o o	$E_1$	$E_1 = 1$
$\rho_2$	o o o o o o o o o	$E_2$	$E_4 = \infty$
$\rho_3$	o o o o o o o o o	$E_3$	
$\rho_4$	o o o o o o o o o	$E_4$	

A coleção Orellana-Mooney 1966 totaliza 1417 modelos diferentes, e ainda uma tabela com a qual é possível interpretar resultados de SEV praticada com dispositivo Wenner.

Outras coleções existem, nas quais são consideradas menor ou maior número de possibilidades, como por exemplo:

- A coleção da Compagnie Générale de Geophysique computada entre 1933-36, publicada em 1955, a qual compreende 480 curvas para 2 e 3 leitões, (dispositivo Schlumberger).
- Uma coleção holandesa com 2268 padrões para 2 e 3 leitões.
- Coleções soviéticas (URSS) de 1941-63 e 64, para dispositivo Schlumberger e 2, 3 e 4 leitões, a primeira com 720 curvas e as outras com muito maior número de modelos.

- A coleção citada de Mooney e Wetzel 1963 (USA) *diop. Wenner*, p/2, 3 e 4 leitões com 2300 padrões.

É fácil compreender que as modernas técnicas de computação levam a ampliação, em número e em abrangência dos modelos, e ainda, à técnicas de interpretação mais analíticas.

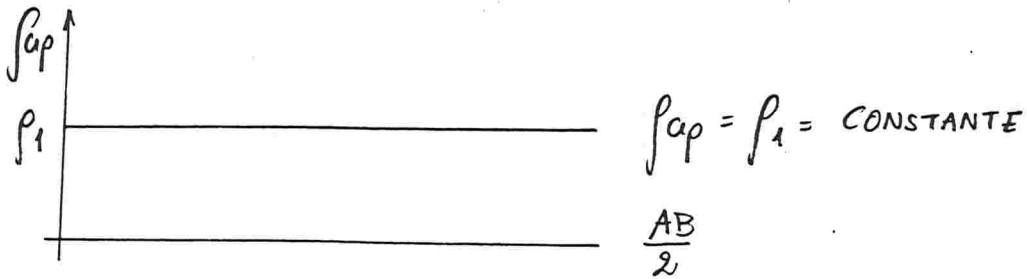
4.4.5.5. - Classificação das curvas de  $\rho_{ap}$  para modelos estratificados horizontais, em tipos característicos.

O início da interpretação de uma curva experimental de  $\rho_{ap}$  consiste em classificá-la num tipo característico, mediante inspeção da mesma.

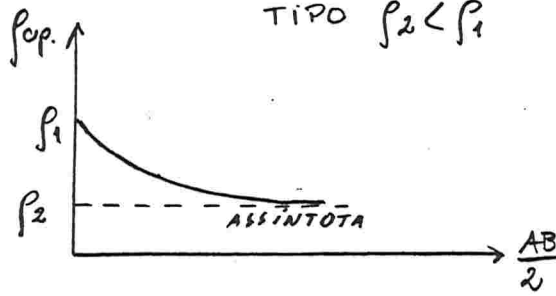
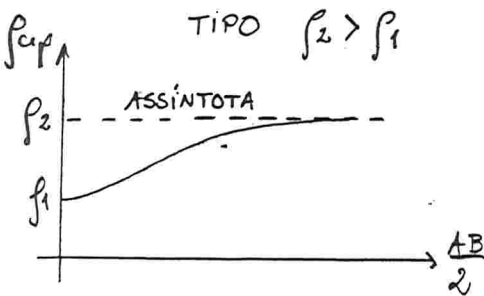
A tipologia e nomenclatura para modelos estratificados horizontais mais adotada presentemente, consiste no desenvolvimento, pelos autores soviéticos, da classificação originalmente publicada em Compagnie Générale de Geophysique 1955, e posteriormente introduzida na literatura ocidental por Orellana e Mooney 1966, Keller e Frischnecht (nos EEUU) e outros.

Em síntese essa classificação é a seguinte:

- 1- Corte geoeletrico com um único leito de resistividade constante.



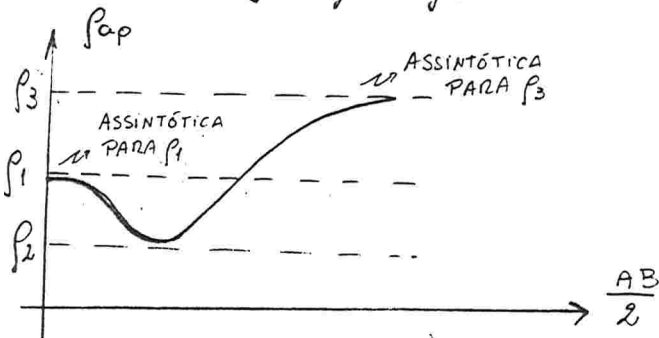
- 2- Corte geoeletrico com dois leitos ( 2 tipos)



- 3- Corte geoeletrico com três leitos ou camadas ( 4 tipos)

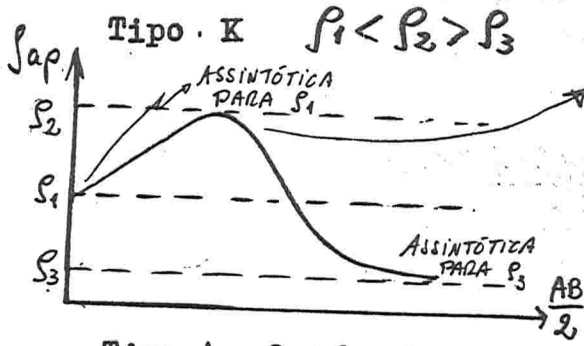
- Tipo H para  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$
- Tipo K para  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$
- Tipo A para  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$
- Tipo Q para  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

Tipo H  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$



Apresenta um mínimo, o qual ocorre acima de  $\rho_2$  devido a influência do terceiro leito.

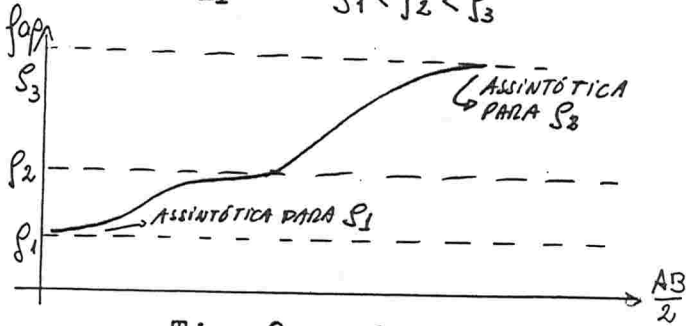
O mínimo pode inexistir, no caso de que os contrastes de resistividade com o 2º leito não sejam suficientemente grandes, ou que sua espessura seja muito pequena em relação à sua profundidade.



Máximo abaixo de  $\rho_2$  devido a influência do terceiro leito.

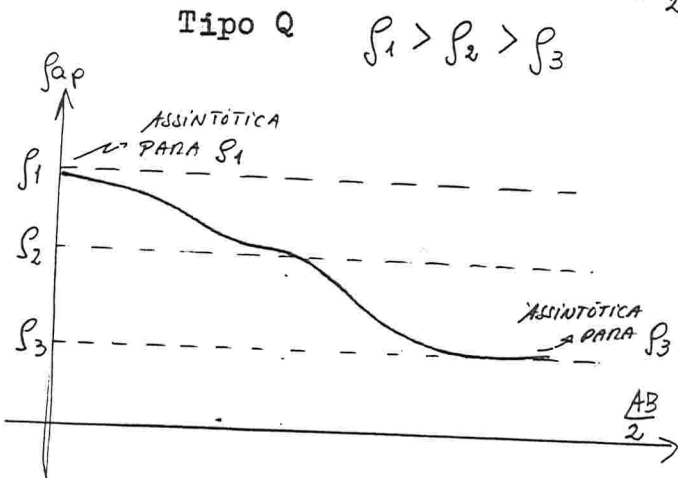
O máximo pode inexoravelmente por razões semelhantes ao que acontece no Tipo H. CURVAS DOS TIPOS H e K, que não apresentam os mínimos ou os máximos, serão ascendentes ou descendentes por causa de um confundido com módulos de 2 leitos.

Forma ascendente. Na parte central muitas vezes, observa-se mudanças de curvatura, devido a influência do segundo leito.



Forma descendente. Muitas vezes apresenta mudança de curvatura, devido a influência do segundo leito.

Em curvas do tipo A e Q, muitas vezes não é distinguível a mudança de curvatura na parte central, podendo então serem confundidas com curvas para duas camadas.

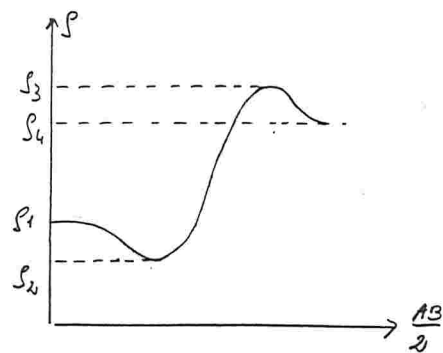
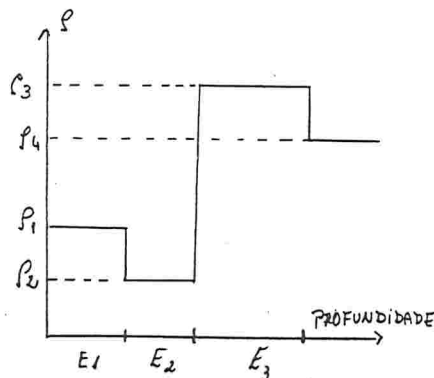


4- Corte geoeletrico com 4 leitons ou camadas. ( 8 tipos)

Tipo HK	$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$
Tipo KH	$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$
Tipo QH	$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$
Tipo AK	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$
Tipo HA	$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$
Tipo KQ	$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$
Tipo QQ	$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$
Tipo AA	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$

- Tipo HK

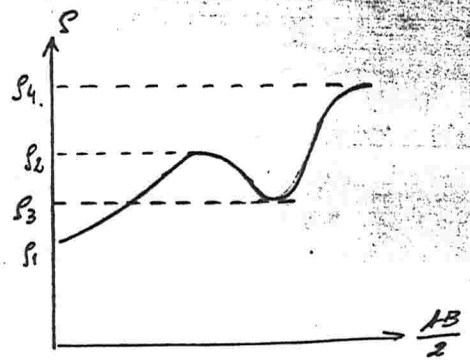
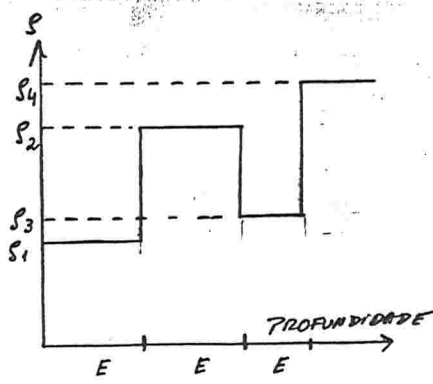
$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$





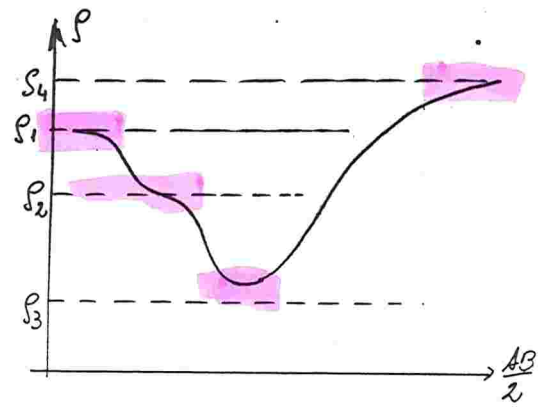
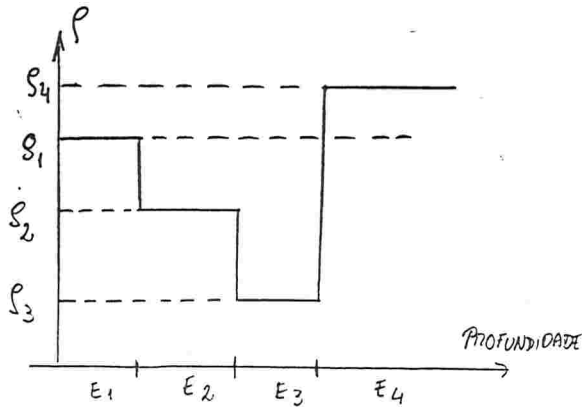
- Tipo KH

$$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$$



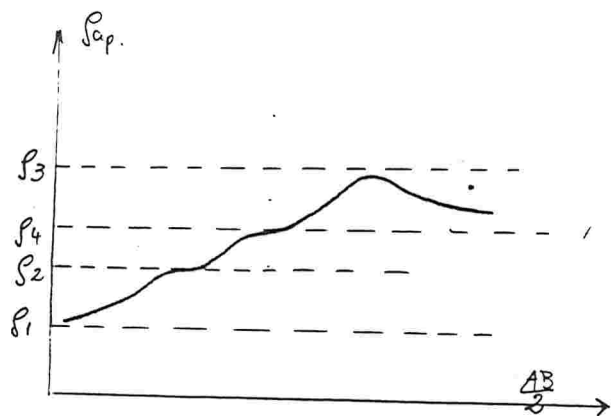
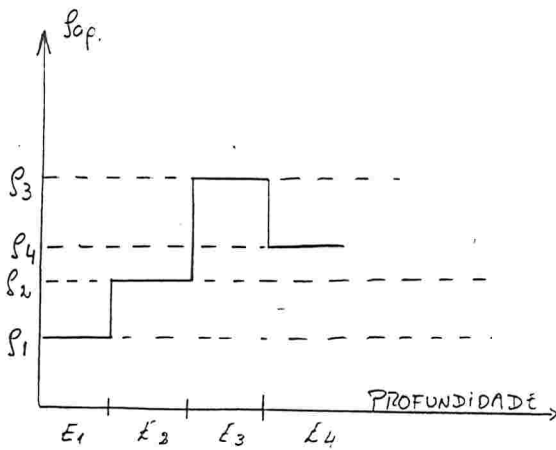
- Tipo QH

$$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$$



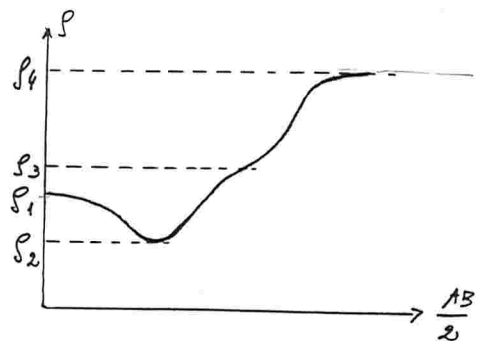
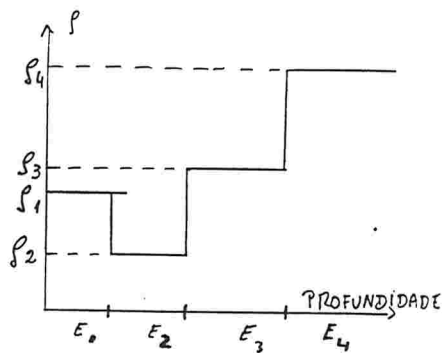
- Tipo AK

$$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$$



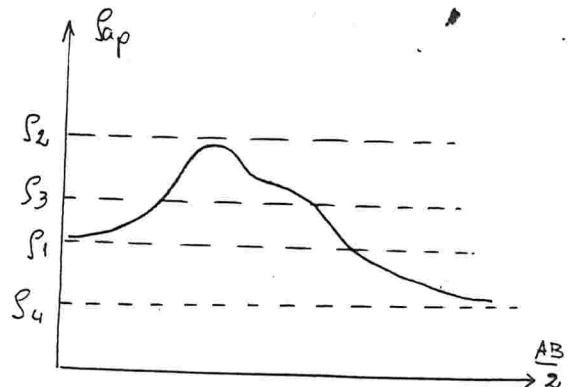
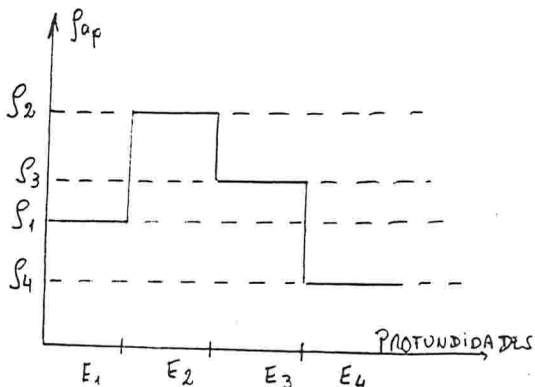
- Tipo HA

$$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$$



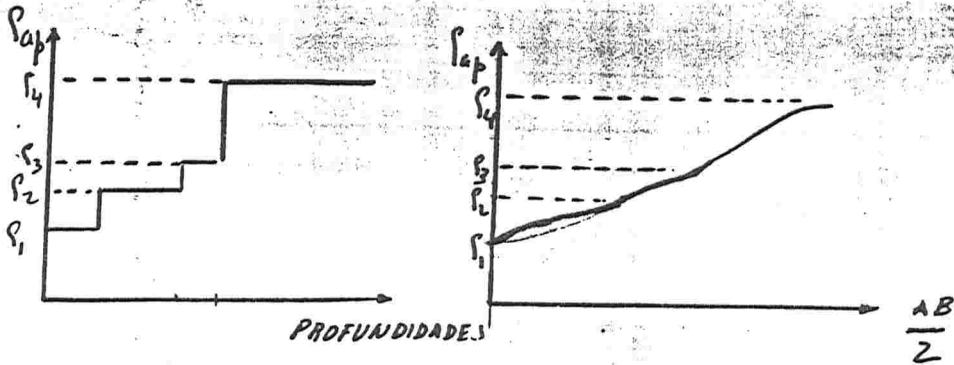
- Tipo KQ

$$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$$

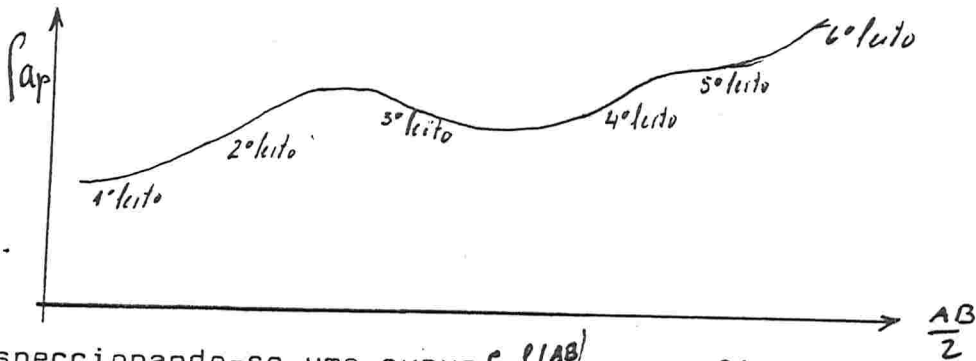


- Tipo AA

$$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$$



De modo geral a simples inspeção de uma curva experimental de  $\rho_{ap}$  (em terreno estratificado horizontal), leva a conclusão preliminar com respeito ao número de leitos da estrutura.



Assim, inspecionando-se uma curva  $\rho_{ap} = f\left(\frac{AB}{2}\right)$  como a figurada, nos leva à primeira aproximação, concluindo que a estrutura contenha 6 leitos de resistividades  $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$  e  $\rho_6$ , e que  $\rho_2 > \rho_1; \rho_3 < \rho_2; \rho_4 > \rho_3; \rho_5 < \rho_4; \rho_6 > \rho_5$ .

Entretanto essas conclusões são de validade restrita à simples hipótese preliminar, devendo-se ter em conta, primeiramente, os chamados princípios de equivalência e de supressão, e ainda a espessura de cada leito em relação a sua profundidade.

O princípio de equivalência estabelece:

- Quando um leito mais resistivo estiver intercalado entre dois leitos menos resistivos que ele, o mesmo se manifesta na curva de resistividade aparente, através dos contrastes dos produtos das respectivas resistividades e espessuras.
- Quando um leito mais condutivo estiver intercalado entre dois leitos menos condutivos que ele, o mesmo se manifesta, através dos quocientes das respectivas espessuras e resistividades.

Em consequência, é difícil se não impossível, a distinção entre dois leitões de diferentes espessuras, nos dois casos, quando os produtos de suas respectivas espessuras e resistividades, não diferem muito.

O princípio de supressão estabelece, que se a resistividade de um determinado leito é intermediária entre as resistividades dos dois leitões entre os quais está intercalado, a sua influência sobre a curva de torna-se insignificante a partir de valores pequenos de sua espessura. Neste caso será distinguível somente quando sua espessura for suficientemente grande.

Além destes princípios, é difícil determinar-se com precisão como se comportam leitões cuja espessura, é pequena quando comparada com a sua profundidade.

Por todos esses motivos curvas de três leitões poderão aparentar serem de dois leitões, por serem totalmente ascendentes ou descendentes, sem apresentar máximos, mínimos ou inflexões intermediárias. Nesses casos as curvas experimentais não deverão se ajustar (mesmo interpolando), nas curvas da família de curvas de dois leitões dos catálogos, havendo maior possibilidade de ajustamento numa curva de três leitões.

Curvas experimentais para maiores profundidades, ou sobre condições geológicas com maior número de leitões, apresentarão bem maiores dificuldades de interpretação. Alguns leitões serão difíceis de serem distinguidos, outros se apresentarão perturbados por efeito de leitões vizinhos omitidos.

Ver etapas e passos de interpretação de sev no anexo do cap. 445 -

Pgs 205-1 à 205-8.

4.5. - Método de polarização induzida (método IP) ou método de polarização provocada (método PP).

4.5.1- O fenômeno físico da polarização induzida e a história do método IP.

Ao fazer-se a medida de  $\Delta V$  num dispositivo quadripolo, como foi estudado no método de resistividade, se o dispositivo estiver instalado num terreno onde existe um corpo de minério condutor, ou exista mineralização condutora disseminada, observa-se <sup>geralmente</sup> o seguinte fenômeno:

- Ao ser fornecida uma determinada corrente contínua  $I$  entre os eletrodos de corrente, o valor  $\Delta V$  medido entre os eletrodos de potencial, não se estabiliza instantaneamente.  $\Delta V$  vai crescendo gradativamente a partir de zero, até atingir um valor máximo no qual permanece estabilizado.

O tempo dessa variação de  $\Delta V$  é da ordem de vários segundos ou minutos, contados do instante em que foi ligada a corrente, até atingir o máximo.

Ao ser desligada a corrente,  $\Delta V$  não cai instantaneamente, mas sim permanecem valores residuais decrescentes até zero. Assim, após aproximadamente dois minutos contados a partir do momento em que foi cortada a corrente, ainda se observa valores da ordem de 0,5% à 1,0% do valor  $\Delta V$  máximo estabilizado, quando havia fornecimento da corrente.

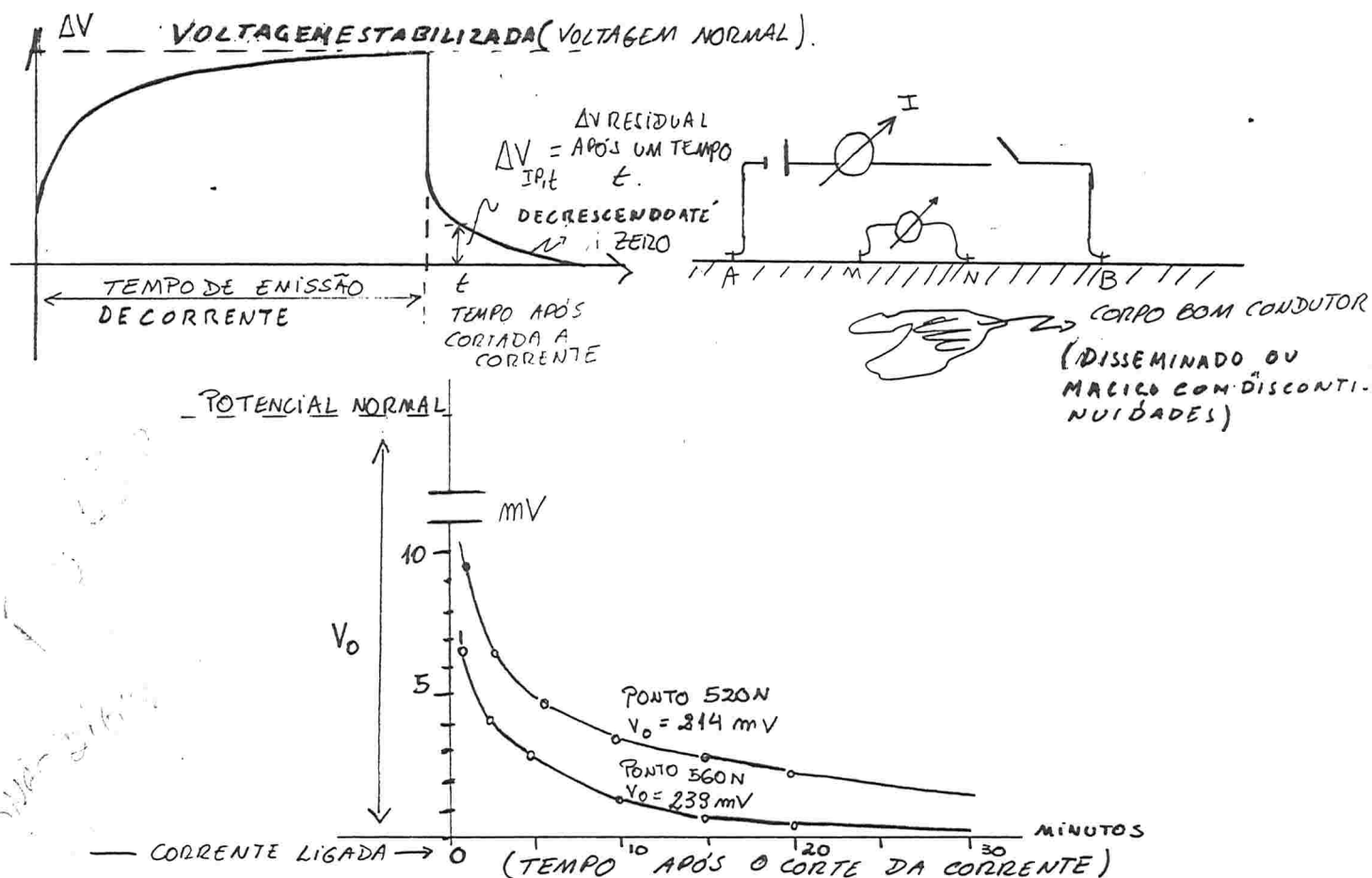


Figura acima: Curvas da queda de potencial, sobre um corpo de minério, sendo 1000 m a separação dos eletrodos de corrente e 40 m a separação dos eletrodos de potencial num dispositivo quadripolo. Dispositivo dos eletrodos ao longo de um perfil 280 m. E. Observações sobre dois pontos (520N e 560N) - Exemplo e figura de Parasnis 1966.

O valor  $\Delta V$  máximo estabilizado atingido quando do fornecimento de corrente, é denominado o potencial normal;  $\Delta V$  residual após cortada a corrente é denominado "sobre voltagem" ( de "over" voltagem).

O efeito da polarização induzida é devido à fenomenos eletroquímicos que ocorrem, na presença de minerais bons condutores, no terreno. Ocorrem na presença de corpos bons condutores <sup>apresentando descontinuidades</sup> contínuos, e também no caso de mineralização condutiva <sup>totalmente</sup> descontínua, como no caso de disseminação ou de partículas boas condutoras isoladas <sup>em parte</sup> por ganga isolante; acontece também na presença de argilas.

A origem do fenômeno será estudada mais adiante. O fenômeno pode ser observado também com corrente alternada, através do efeito relacionado, do decrescimento do valor medido de *ρ<sub>ap</sub>*, quando se aumenta a frequência da c.a. fornecida.

O fenômeno da polarização induzida foi vislumbrado e descrito primeiramente por Schlumberger em 1920, ao aplicar método de resistividade sobre corpos de pirita, sem entretanto explicá-lo de forma convincente.

Na década de 1930 à 1940, a polarização induzida foi muito estudada nos EEUU e URSS. O objetivo era principalmente utilizá-la nas sondagens profundas, para detectar petróleo, através da diferenciação das propriedades de produzir o efeito IP das rochas contendo petróleo e das rochas encaixantes. Naquela época poucos resultados foram conseguidos nesse sentido, porém em 1946, Zeleznak na URSS, demonstrou a possibilidade prática de encontrar horizontes sedimentares com disseminação de mineralização metálica, aplicando método IP, em técnicas de perfilagem de furo de sonda.

O método IP significando sua aplicação no terreno, na pesquisa de mineralização de minérios metálicos, foi desenvolvida simultaneamente nos EEUU e URSS nas décadas de 1940 e 1950. No ocidente, sua utilização comercial começou em 1948, pela Newmant Exploration Ltda. USA, para pesquisar principalmente jazimentos de minerais sulfetados de baixo teor, disseminados ( minérios porfiriticos).

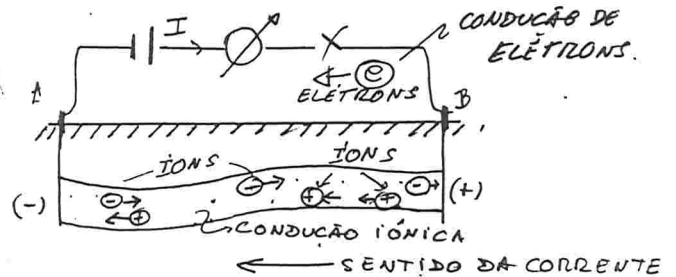
A técnica de operação e os equipamentos foram desenvolvidos no período 1947-1953, citando-se os pesquisadores Siegel 1947 (com tese de doutoramento em 1949), e Wait 1950, divulgando pesquisas patrocinadas por aquela companhia. O método desenvolveu-se rapidamente, assim que em 1969 a polarização induzida contribuiu com 33% das equipes-mês de prospecção geofísica de mina

no mundo ocidental, e com 44,4% dos investimentos correspondentes.

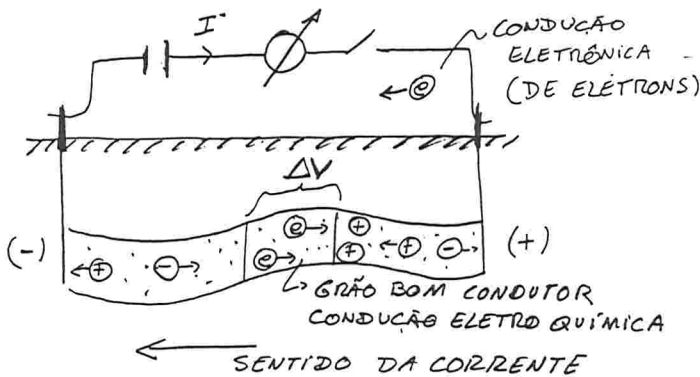
Em 1981 foram lançados no comércio equipamentos de origem canadense e norte-americana, com recepção de sobre-voltagens recebidas de vários bipolos, gravadas e com microprocessador; também com fontes de grande potência para multi-frequências aplicando simultaneamente os métodos IP e resistividade. Estes últimos equipamentos são destinados a pesquisa de petróleo, e também utilizáveis na pesquisa de minérios metálicos à grandes profundidades. Tendências atuais consideram a técnica de IP promissora para delimitar reservatórios de hidrocarbonetos ( referência Mining Engineering da SME of AIME , maio 1982).

4.5.2 - Origem do fenômeno de Polarização Induzida.

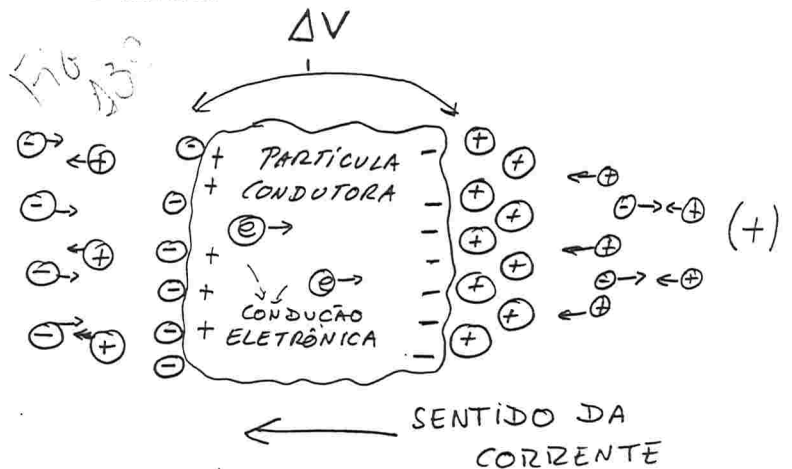
Num dispositivo como o figurado onde inexistem partículas de minerais bons condutores, a condução da corrente nos cabos e nos eletrodos é sob a forma eletrônica, e a condução no terreno, sob a forma iônica.



Existindo partículas ou grãos de minerais condutores no caminho dos íons, acontecem os seguintes fenômenos no terreno:



- No interior de cada grão a corrente é eletrônica, assim que nas interfaces opostas de cada grão, a corrente iônica transforma-se em corrente eletrônica.

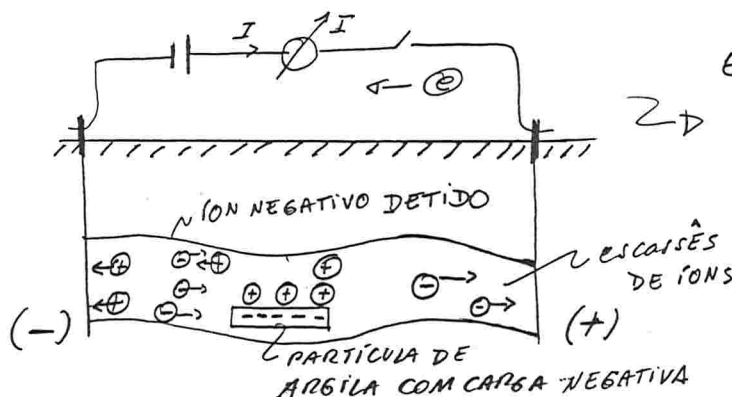


Como mostra a figura ampliada ao lado, nas interfaces opostas de cada grão condutor, com a rocha contendo o eletrólito, há acumulação de íons (positivos ou negativos) que não cederam totalmente sua carga para o grão. Isto é, de íons negativos que não cederam totalmente elétrons para o grão, e de íons positivos que não tomaram totalmente elétrons do grão. Desse modo a partí-

cula se polariza, aparecendo diferenças de potencial entre suas faces opostas.

Interrompendo-se a corrente, cada grão comporta-se como pequeno acumulador. Os grãos polarizados mantêm uma corrente residual no terreno, do mesmo sentido que a corrente que provocou, ou induziu a polarização. Essa corrente irá se extinguindo a proporção que as partículas se despolarizam. O fenômeno acontecerá com partículas de minerais metálicos bons condutores, ou também com grafito.

Se em lugar de minerais bons condutores existirem partículas de argila, as quais como foi visto no item 4.2.2.2, apresentam polaridade negativa acontece o seguinte: - Partículas de argila comportam-se como barreiras à passagem de íons negativos; ao mesmo tempo atraem íons positivos, os quais estão contidos nos eletrólitos existentes, nos canais capilares dos agregados argilosos.



Se a zona positivamente carregada persiste, passa a repelir outros íons carregados positivamente, atuando como se fosse uma membrana impedindo o movimento nos canais capilares. Quando a corrente elétrica é forçada através da argila, os íons positivos são deslocados (deslocamento esse, constituindo parte da corrente). Cessando a corrente os íons positivos se redistribuem em seu padrão original de equilíbrio. Esse processo de redistribuição, dá origem a corrente residual do efeito IP.

Dessa maneira a presença de argila também provoca efeito IP, dizendo-se por "efeito de membrana" ou por "efeito de argila".

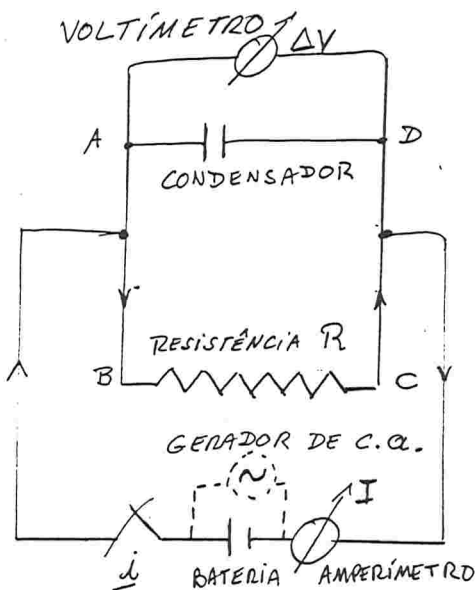
Como foi visto, durante o fornecimento da corrente, o fenômeno de polarização (tanto no caso de partículas condutoras como no caso de agregados argilosos), consiste em acumulação de íons, os quais repelem novos íons do mesmo sinal, e assim, dificultando e tendendo a impedir a passagem da corrente. Esse fenômeno manifesta-se como se tivesse aumentado a resistividade da formação, de modo a aumentar medidas de  $\rho_{ap}$  num dispositivo quadripolo.

De outro lado a polarização depende do tempo de atuação da corrente, de modo que utilizando-se c.a. de baixa frequência, a polarização ainda acontecerá, mas de modo atenuado. Haverá por esse motivo, diminuição do parâmetro medido de  $\rho_{ap}$ , em relação a medida feita com c.c.. Aumentando-se a frequência da c.a., pelo mesmo motivo, se observará diminuição de  $\rho_{ap}$ .

Assim, o efeito da polarização induzida, se manifesta também, através de diminuição de  $\rho_{ap}$ , quando é aumentada a frequência da c.a. fornecida. Esse fato fornece outra maneira alternativa de medir o efeito IP, a qual é denominada, "por medidas no domínio da frequência".

De outro lado o processo direto de medida do efeito IP, medindo-se valores de  $\Delta V$  residual (de sobre-voltagens), em intervalos de tempo, após cortada a corrente, é denominado "por medidas no domínio do tempo".

4.5.3 - Analogia do efeito IP com um circuito elétrico contendo um condensador em paralelo com uma resistência externa  $R$



Consideremos um circuito elétrico como representado na figura ao lado.

Ligando-se o interruptor  $i$ , a corrente contínua fornecida pela bateria passará através da resistência, não podendo passar entre as placas do condensador. Nessas condições se observará carregamento do condensador, de modo a apare-

cer uma diferença de potencial entre suas placas, igual a da bateria. Passará corrente através do circuito externo no ponto B, resistência  $R$  e ponto C, a qual será medida no amperímetro. Desligando-se  $i$ , não há mais corrente FORNECIDA PELA BATERIA, MAS PERSISTIRÁ UMA CORRENTE NO CIRCUITO A-B-resistência-C-D, fornecida pelo condensador, a qual diminuirá no tempo, extinguindo-se quando o condensador estiver descarregado.

O condensador simula a partícula condutora numa formação. Substituindo-se a bateria por um gerador de corrente alternada e ligando-se  $i$ , a c.a. poderá em parte atravessar o condensador, havendo uma derivação no circuito através de A-condensador-D. Desse modo diminui a resistência efetiva



total do circuito, a qual poderá ser medida através das leituras do amperímetro e do voltímetro.

Aumentando-se a frequência da corrente fornecida, mais corrente atravessará o condensador e diminuirá mais a resistência efetiva do circuito. Desse modo simulando o efeito da frequência no fenômeno IP.

#### 4.5.4. = Medida do efeito IP .

A medida do efeito IP em prospecção geofísica é feita de duas maneiras alternativas diferentes, a saber:

- por medida no domínio do tempo
- por medida no domínio da frequência

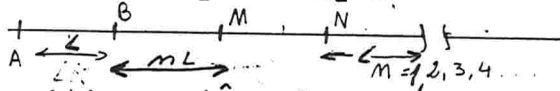
Nos dois casos, qualquer dispositivo de eletrodos utilizados nos métodos de resistividades pode ser usado.

Na pesquisa para minérios metálicos sobre o terreno, os dispositivos mais usados são:

- a) dispositivo quadripolo assimétrico Schlumberger



- b) dispositivo bipolo-bipolo



- c) dispositivo retângulo

Esses dispositivos foram descritos no item 4.4.2 . Opera-se como foi visto no método de resistividade-pesquisa lateral, praticando-se simultaneamente o método de resistividade e o método IP.

Os equipamentos pouco diferem dos utilizados nos métodos de resistividade. Permitem medir  $\rho_{ap}$ , com aplicação de c.c. ou c.a. de muito baixa frequência. Adicionalmente permitem medir em operação simultânea:

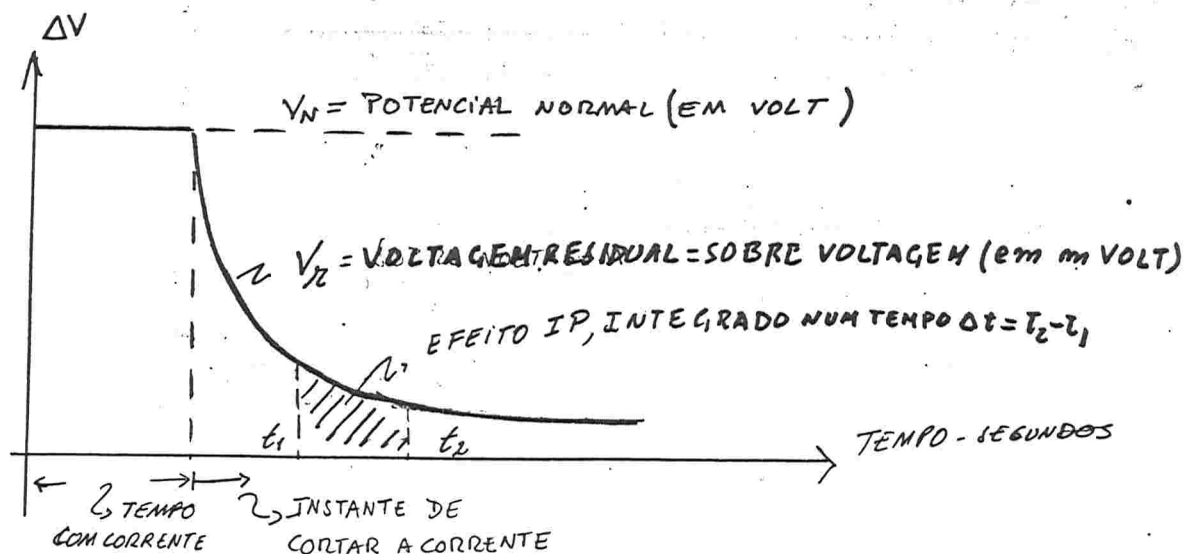
- a)  $\rho_{ap}$  com aplicação de c.a. com frequência pouco maior (quando as medidas são feitas no domínio da frequência).
- b) Cargabilidade, (quando a medida é feita no domínio do tempo), a qual é um parâmetro a ser definido no próximo item.

#### 4.5.4.1 - Parâmetro para medida do efeito de polarização induzida.

- a) Por medida no domínio do tempo- parâmetro cargabilidade.

O processo mais intuitivo para medir-se o efeito IP no domínio do tempo, será medir-se a relação  $\frac{V_N}{V_N}$ , do potencial residual após cortada a corrente (sobre-voltagem), para  $V_N$  o potencial estabilizado quando a cor-

rente estava sendo fornecida ( potencial normal). Porém  $V_N$  varia no tempo, de modo que somente poderá ser avaliado para um determinado instante no tempo, e após cortada a corrente. Alguns amostram  $V_N$  à 0,1 segundo outros à 1,2,3,5 ou 10 segundos.



Como  $V_N \gg V_r$ ,  $V_N$  é medido em volt e  $V_r$  em milivolt. Assim o efeito IP =  $\frac{V_r \text{ mVolt}}{V_N \text{ Volt}}$ . Essa relação costuma-se chamar polarização induzida (IP), POLARIZABILIDADE, e também por alguns autores, cargabilidade (referência Orellana-1974). Cargabilidade, para a maioria dos geofísicos tem significado pouco diferente:

Segundo Parasnis 1966, cargabilidade =  $\frac{V_N - V_r}{V_N}$ , e conseqüentemente:

$$\text{Cargabilidade} = 1 - \frac{V_r}{V_N} = 1 - \frac{\text{EFEITO IP DADO EM \%}}{100}$$

Os equipamentos para método IP encontrados no comércio, avaliam o efeito IP integrando automaticamente (eletronicamente) a área achuriada (ver figura acima), para intervalos de tempo pre-selecionados, e fornecendo o resultado em percentagem em relação à tensão normal. A área achuriada é expressa em milivolts x segundos, e a tensão normal em volt. Desse modo o aparelho fornece uma leitura cujo significado é:

$$\text{efeito IP em \%} = \frac{V_r \text{ em mVolt} \times \text{Seg.}}{V_N \text{ em Volt}} \times 100$$

Esse parâmetro na rotina da aplicação do método IP é referido muitas vezes como cargabilidade.

A forma e características da curva de decaimento (de sobre tensão) pode fornecer informação com respeito a constituição e características da mineralização. Novas técnicas estão sendo pesquisadas (técnicas de espectrometria com IP), objetivando a distinção de anomalias devido a efeitos de argila, de grafite e de outras mineralizações. (Ref. E.S.M.) - Agosto 1982

Como se vê, o efeito  $I_p$  no domínio do tempo é medido em unidades arbitrárias. Seu valor numérico depende do instante selecionado para medir o valor  $V_{\mu}$ , ou do intervalo de tempo selecionado para integrar a área sob a curva.

b) Por medida no domínio da frequência- efeito frequência (EF) e fator metal (MF) .

Como foi visto, devido ao efeito IP as medidas de  $f_{ap}$  diminuem quando se aumenta a frequência da c.a. utilizada, ou quando se usa c.c. e c.a. em seqüência.

A maneira mais intuitiva de avaliar o efeito de frequência, seria comparar a diferença dos valores de  $f_{ap}$  quando corrente alternada e corrente contínua fossem utilizadas, pelo valor de  $f_{ap}$  com corrente contínua. Teria-se, então, a relação :

- efeito da frequência = EF =

$$\frac{f_{ap} - f_{c.c.}}{f_{c.c.}}$$

Na prática, do método, opera-se com um único gerador de c.a., e assim em lugar de c.c. utiliza-se uma c.a. de muito baixa frequência. Os valores comparados serão as diferenças de  $f_{ap}$  para muito baixas frequências e para frequências relativamente elevadas. Tem-se então:

efeito frequência = EF =

$$\frac{f_{ap} - f_e}{f_b}$$

O efeito frequência é geralmente avaliado em percentagem. Por exemplo utilizando-se c.a. com frequências baixas de 0,1 Hz ou 0,2 Hz e com frequências relativamente elevadas da ordem de 10 Hz, tem-se:

$$\text{efeito frequência} = \text{EF em \%} = \frac{f_{0,1} - f_{10}}{f_{0,1}} \times 100$$

Orellana 1974, e alguns geofísicos, definem o efeito frequência de forma pouco diferente a saber:

$$\text{EF dado \%} = \frac{f_b - f_e}{f_e} \times 100 \quad ; \text{ com o exemplo anterior, teria-se}$$

$$\text{Ef dado \%} = \frac{f_{0,1} - f_{10}}{f_{10}} \times 100 \quad (*)$$

- Metal fator é outro parâmetro utilizado principalmente por geofísicos americanos, sendo definido como:

$$MF = \frac{f_b - f_e}{f_e} \times 2\pi \times 10^5 = \frac{EF}{f_e} \times 2\pi \times 10^5; \text{ ou seja:}$$

$$MF = \frac{f_b - f_e}{f_b \times f_e} \times 2\pi \times 10^5 \quad ; \text{ ou com o exemplo anterior:}$$

(\*) Alguns equipamentos dão diretamente o valor de EF, assim definido (ver Hemin, H 1976)

$$MF = \frac{\rho_{0,1} - \rho_{10}}{\rho_{0,1} \times \rho_{10}} \times 2\pi \times 10^5$$

O fator  $(2\pi \times 10^5)$  é arbitrário. Destina-se à aumentar o valor numérico, o qual sem o fator, seria muito pequeno.

$\pi$  arbitrariamente utilizado no fator, deve-se ao valor de K no cálculo das resistividades aparentes, que é função do fator  $\pi$ , tornando assim o MF independente desse valor incensurável.

O metal fator foi idealizado para compensar em parte, o fato de que o efeito IP para uma determinada disseminação de mineralização metálica, é também influenciada pela resistividade dos afétólitos e pela porosidade da rocha encaixante. Portanto depende adicionalmente da resistividade efetiva da rocha encaixante. Além disso, se as resistividades são expressas em ohm.m a dimensão do MF será  $\text{Ohm}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ , isto é a mesma dimensão de condutividade, sendo por isso, melhor representativo da presença de mineralização condutiva.

4.5.5 - Exemplos de levantamentos do efeito IP em prospecção geofísica aplicando simultaneamente método de resistividade e IP.

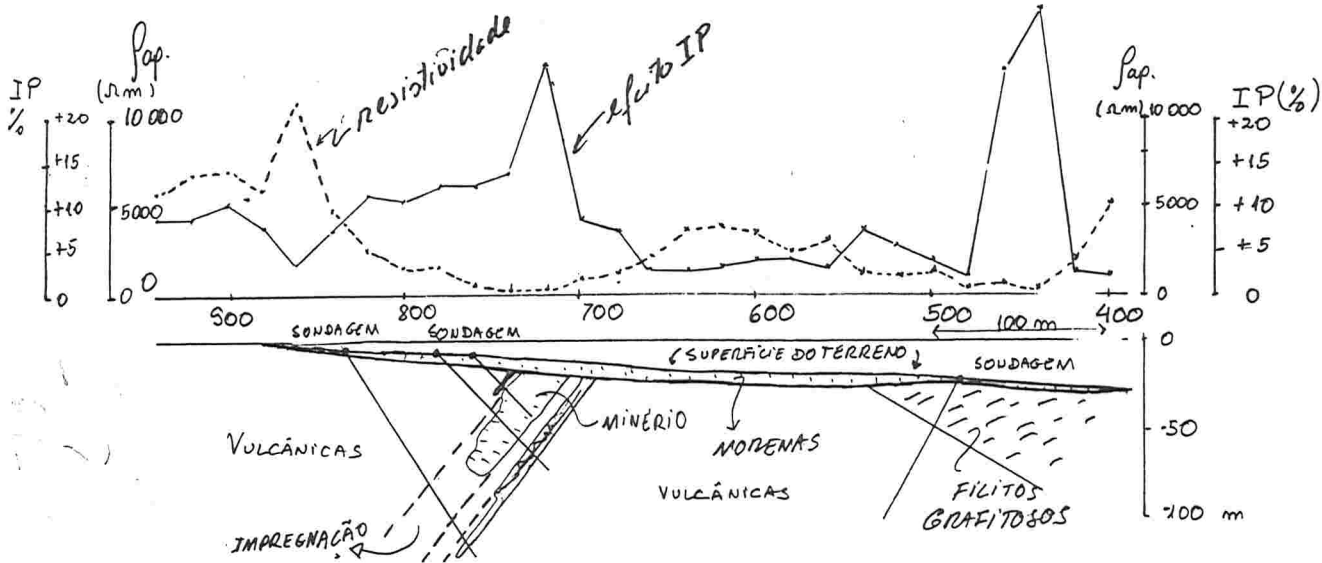
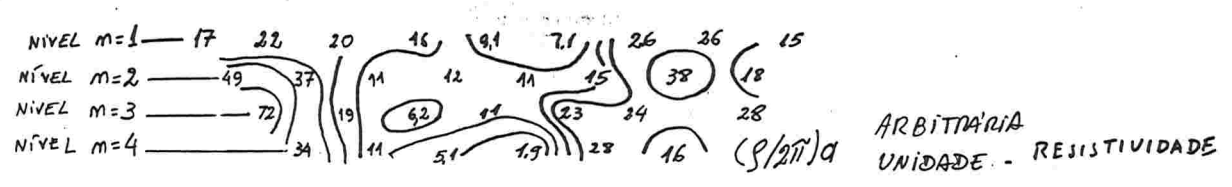
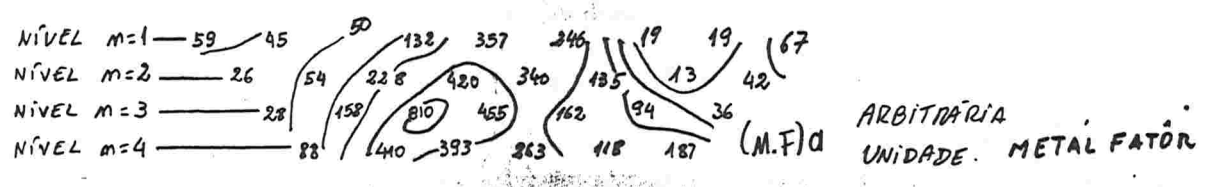
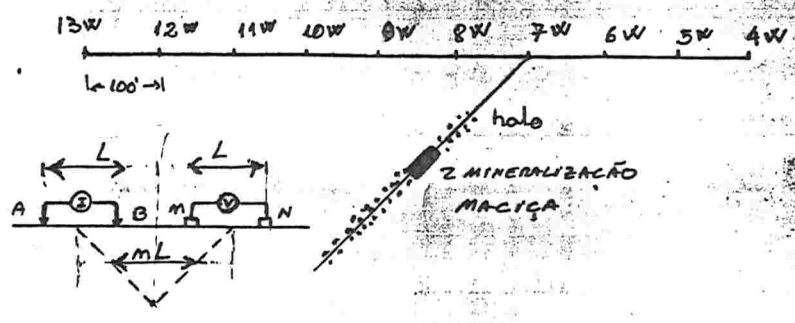


Figura acima: Linha cheia- valores do efeito IP por medidas do domínio do tempo; linha tracejada, resistividades aparentes. Dispositivo dos eletrodos utilizado- Wenner. Levantamento sobre um corpo de mineralização de sulfetos metálicos, encaixado em rochas meta-vulcânicas, e sobre uma formação de filitos grafitosos ( exemplo de Parasnis 1966 - lev. na Suécia) .



Legenda da figura acima : Pseudo secções levantadas com método IP ( no domínio da frequência) e método de resistividade (pesquisa lateral) aplicados simultaneamente. Dispositivo dos eletrodos bipolo-bipolo, e desenho das pseudo secções como foi visto no ítem 4.4.4.2 - método de resistividade - dispositivo dos eletrodos ( exemplo de Parasnis 1966- reproduzido de levantamento na Austrália) .

Legenda da figura da outra folha(seguinte) : Exemplo de J. Bertin 1969- Lev. jazim. de Saint Bel, Rhône-França. Levantamento com método IP (por medidas no domínio da frequência) e resistividade(pesquisa lateral), sobre um jazimento de massas piritosas inter-estratificadas em uma formação de sericita-xisto predominante, e xistos verdes localmente. Dispositivos utilizados: - Schlumberger quadripolo assimétrico e bipolo-bipolo(ver ítems 4.4.4.1 e 4.4.4.2) .

- Disp. Schlumberger quadripolo assimétrico, com  $\overline{AB}$  fixo de 300m centrado sobre a estação 0, com  $\overline{MN}$  de 20m deslocando-se sobre o perfil, com lances de 5m

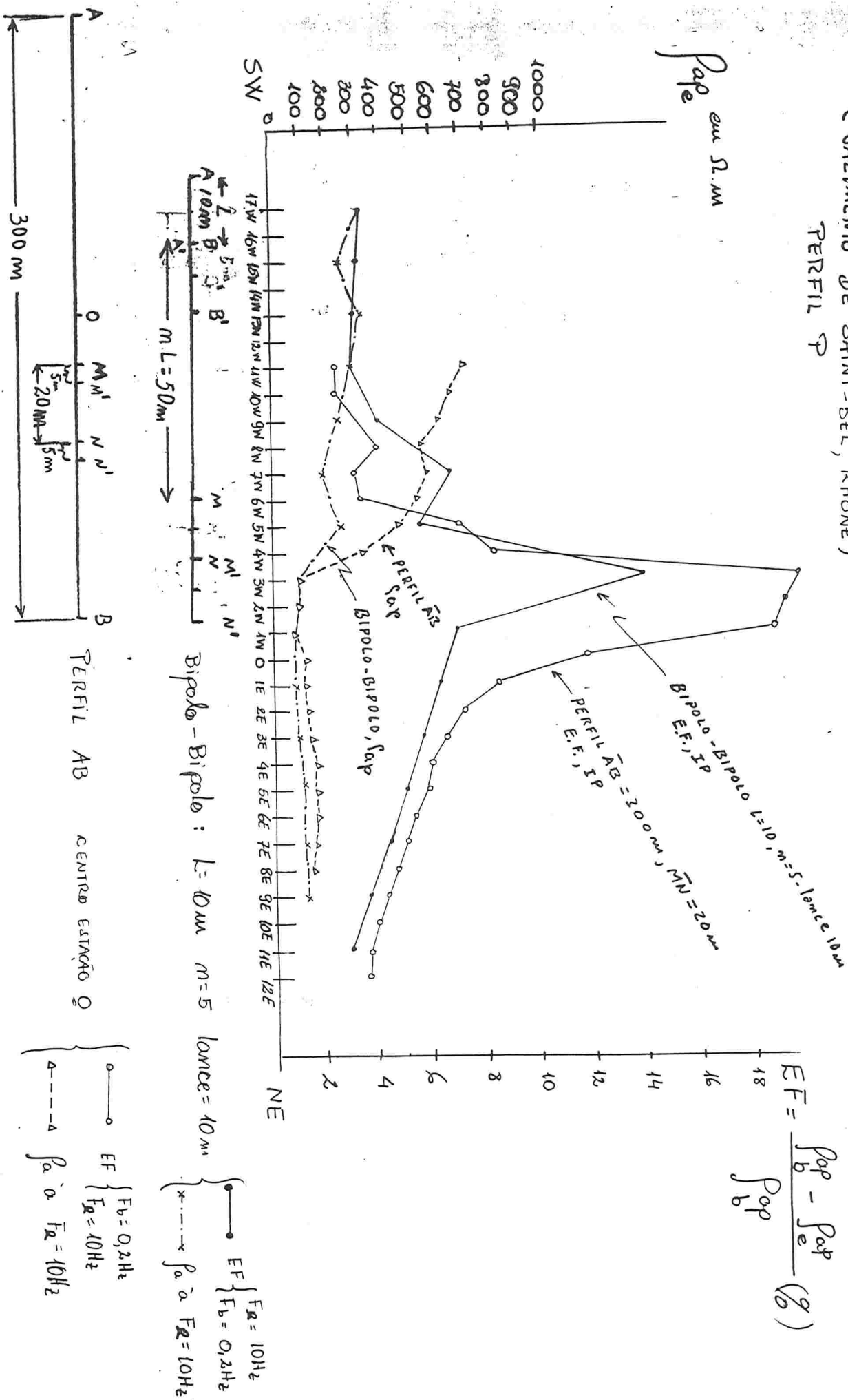
- Disp. Bipolo-bipolo, com  $L=10m, n=5$  deslocando-se ao longo do mesmo perfil por lances de 10m. O efeito frequência  $EF = \frac{\rho_{ap} - \rho_e}{\rho_{ap}}$ , sendo as frequências utilizadas: frequência baixa=0,2HZ e frequência elevada de 10Hz. A resistividade aparente  $\rho_{ap}$ , foi medida com c.a. com frequência de 10 Hz.

Observação: As altas resistividades do terreno permitiram utilizar frequência de 10 Hz , ( bastante alta), sem riscos de efeitos indutivos parasitas.

( figura na outra página)

LES BORNES  
(SARZEMENTO DE SAINT-BEL, RHÔNE)  
PERFIL P

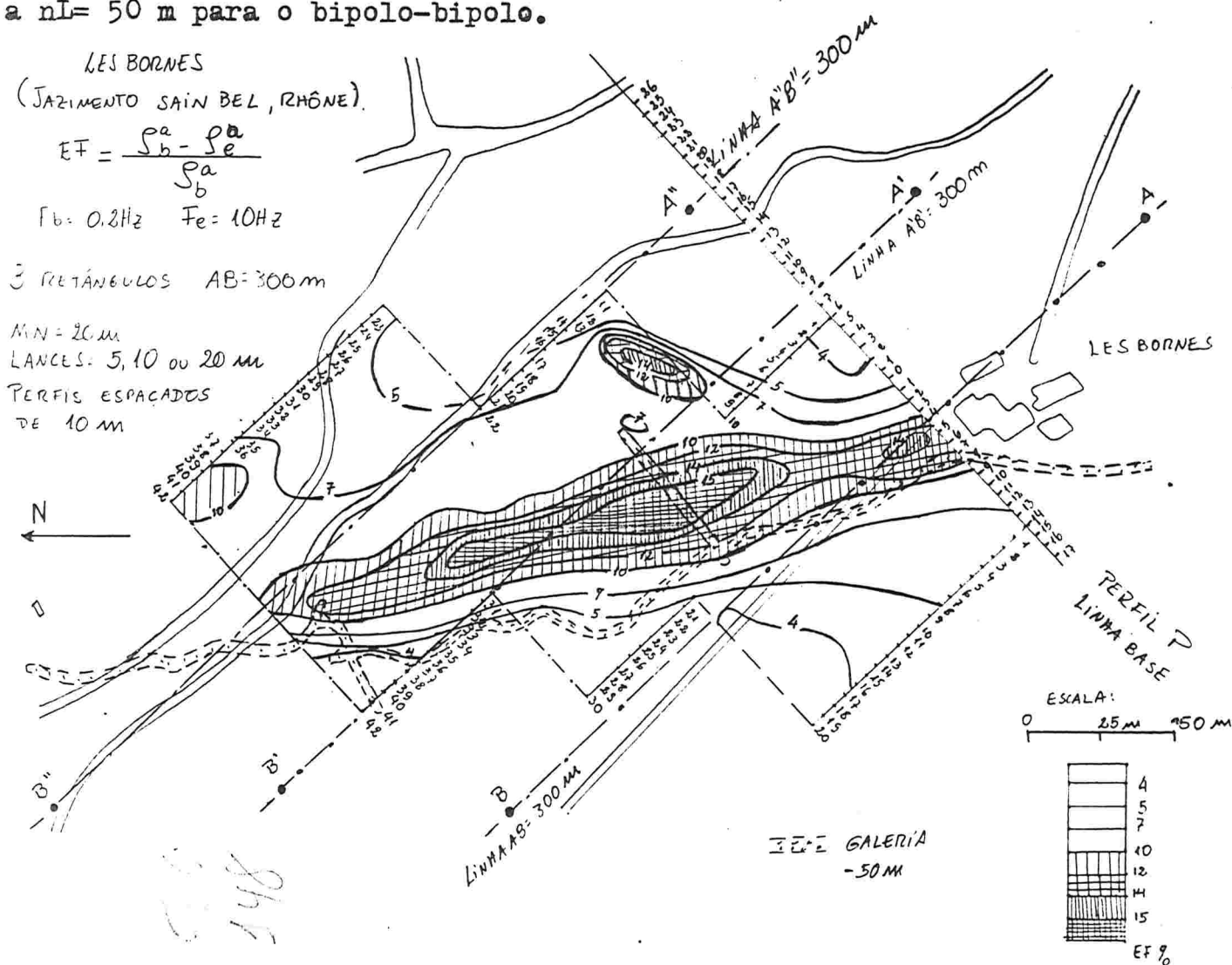
Fig 117



- Os dois dispositivos evidenciaram uma anomalia IP muito nítida sobre a mineralização.

Contrariamente, as curvas de resistividade mostraram somente anomalia relacionada ao contato entre sericita-xisto (resistente) e xistos-verdes (mais condutores). A mineralização não deve ser maciça porque não foi acusada pelas curvas de resistividade.

A diferença entre valores numéricos entre as anomalias com um e outro dispositivo, provém da profundidade de investigação a qual foi maior no caso do espaçamento  $\overline{AB} = 300$  m (para o perfil Schlumberger assimétrico), em relação a  $nL = 50$  m para o bipolo-bipolo.



Legenda da figura acima e da figura da página seguinte:

Mesmo exemplo referido anteriormente de J. Bertin 1969:

- Mapeamentos de efeito IP e resistividade aparente, obtidos em levantamento simultâneo, utilizando dispositivo retângulo ( ver ítem 4.4.4.2 - método de resistividade -pesquisa lateral).

( ver figura da outra folha)

Não  
Digitar

LES BORNES  
(JAZIMENTO SAIN BEL, RHÔNE)

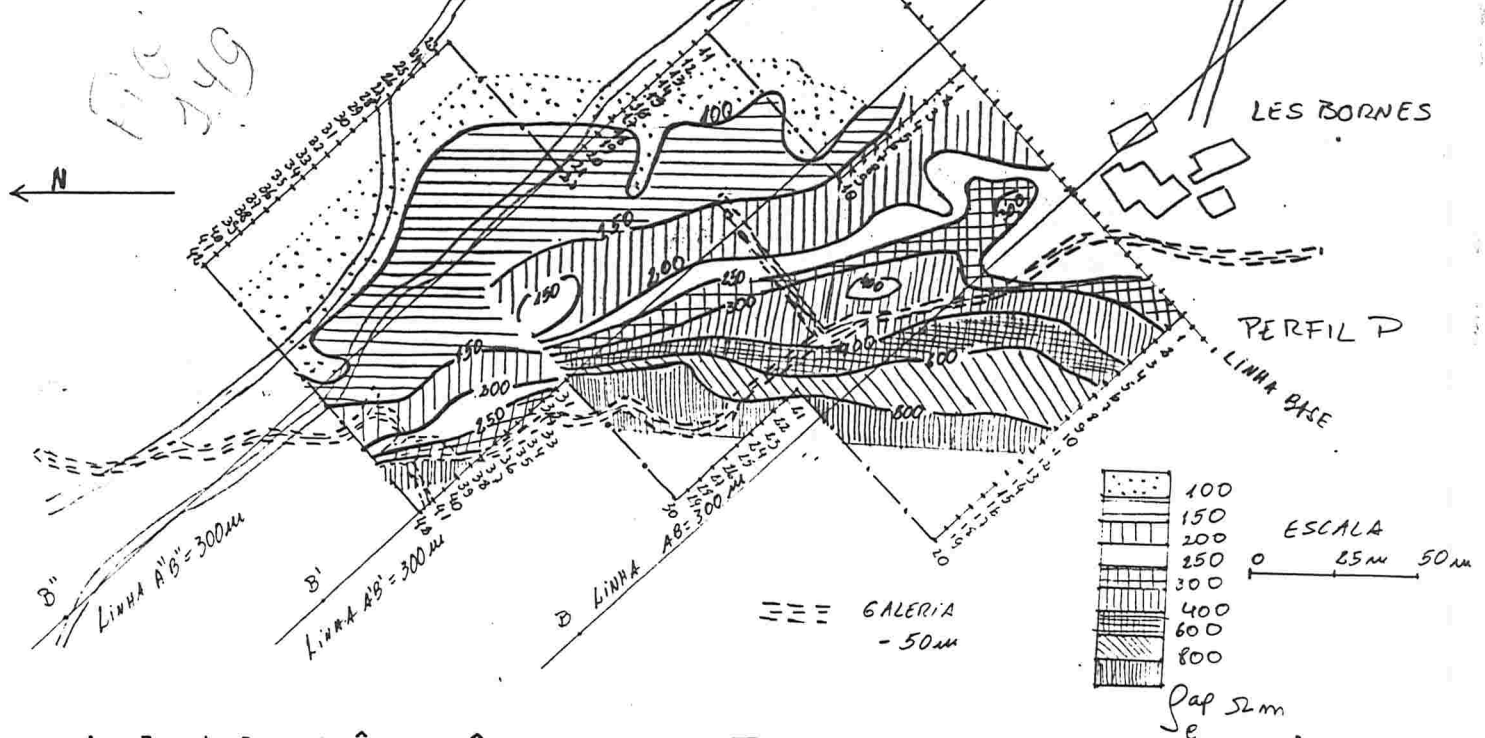
$\rho_e$  PARA  $F_e = 10 \text{ Hz}$

3 RETÂNGULOS  $AB = 300 \text{ m}$

$MN = 20 \text{ m}$

LANCES = 5, 10 ou 20 m

PERFIS ESPAÇADOS DE 10 m



Foram implantados três retângulos com  $\overline{AB} = 300 \text{ m}$ , utilizando o perfil P anteriormente levantado (figura anterior), como linha base. As três linhas  $\overline{AB}$  dos retângulos foram dispostas perpendicularmente àquela linha base.

Os perfís de medida dos retângulos são paralelos às linhas  $\overline{AB}$  respectivas, e perpendiculares a linha base (ao perfil P). São espaçados entre si de 10 m. Em cada perfil  $\overline{MN}$ , é de 20m, deslocando-se por 5, 10 ou 20m, conforme o detalhamento exigido em cada lugar. As frequências utilizadas, foram as mesmas 0,2 e 10 Hz.

O mapa do efeito  $I_p$  da frequência foi obtido por traçado de curvas de contorno dos valores EF obtidos em cada estação. Mostra nitidamente uma anomalia IP limitada pela curva de contorno 10%, com a zona central ultrapassando 15%, delimitando a área de mineralização de pirita. As outras duas anomalias de 10% (pequenas em área), são atribuídas a caimentos de antigos trabalhos mineiros.

O mapa de contorno dos valores de resistividade, mostra somente efeito do contato entre as unidades da estrutura, sericita-xisto e xistos-verdes.

Distorções (deslocamentos) observados entre as curvas de contorno das resistividades nos retângulos norte e central, são devidas a mudança das po-



sições dos pontos A e B dos eletrodos de corrente, num e noutra retângulo.

Isso pode acontecer também no mapeamento do efeito IP, porém não prejudica no essencial, a visualização da delimitação da mineralização e da estrutura.

#### 4.5.6 - Aplicação, vantagens e desvantagens do método de polarização induzida.

Como foi visto, o método IP tem sido intensivamente utilizado desde o fim da década de 1940, tendo sido considerado por muitos geofísicos, como o mais perfeito dos métodos elétricos para pesquisa de minérios metálicos. É possível que a maior vantagem advinha de sua adaptabilidade para ser aplicado simultaneamente com o método de resistividade-pesquisa lateral. Subsidiariamente pode ser usado em técnicas de perfilagem de furo de sonda para identificar leitões de mineralização metálica atravessados por sondagens profundas.

É considerado promissor para utilização futura nos problemas de delimitar depósitos de hidrocarbonetos, também com técnicas de perfilagem. Por outro lado investigações no sentido de usá-lo em pesquisa de água subterrânea não produziram resultados favoráveis, e evidentemente é imprestável para aplicação em geotécnica.

Na pesquisa de minérios metálicos de forma convencional no terreno (seu principal campo de aplicação), é de custo mais elevado do que todos os outros métodos elétricos e eletro-magnéticos. Porém essa desvantagem é minimizada pelo fato de ser utilizado simultaneamente com eletroresistividade-pesquisa lateral.

Detecta mineralização metálica (sulfetos, alguns óxidos condutores) em corpos maciços devido aos halos <sup>de disseminação</sup> que acompanham esses corpos, e também por descontinuidades na estrutura dos mesmos.

É o único método capaz de detectar mineralização metálica de boa condutividade, disseminada com baixo teor, residindo nisso, sua maior importância. Sua capacidade de detecção cresce com a concentração do mineral condutor, e também com sua dispersão, devido ao aumento de interfaces capazes de serem polarizadas.

A detecção pode ser direta, como no caso no qual o mineral interessante é bom condutor, como por exemplo pirita, calcopirita, molibdenita etc.; pode ser indireta, por intermédio de minerais bons condutores associados ao mineral interessante, como por exemplo no caso de pirita, associada a esfererita, má condutora.

Uma importante vantagem do método IP, especialmente por medidas no domínio do tempo, consiste no fato que o mesmo permite pesquisar corpos de minério abaixo de superfícies altamente condutivas. Para isso são necessárias técnicas especiais, utilizando fontes de alta potência e equipamentos de medida de alta sensibilidade.

Tais condições adversas, são comuns em regiões áridas e semi-áridas, com espessa zona intemperizada, muitas vezes contendo leitos superficiais porosos preenchidos com soluções salinas (Ref. E. e M.J. agosto - 1982).

Seu alcance em profundidade é limitado a cerca de 150m ou 200m (mais raro). Investigações atuais objetivam aumentar seu alcance em profundidade com técnicas de prospecção por excitação na massa (aplicando-o no interior de furos de sonda), ou com equipamentos de grande potência (de 100 KW).

Os maiores inconvenientes do método na pesquisa convencional para mineralizações metalíferas, são os devidos às indeterminações causadas pela presença de grafito e também por efeito IP das argilas.

Anomalias devido agregados argilosos, ou à grafito muito comuns na pesquisa com método IP, são confundidas com as devidas à mineralização metálica interessante, sendo difícil ou impossível a distinção. Pesquisas atuais objetivam desenvolver técnicas que permitam essa distinção. (Ref. E. e M.J. agosto 1982).

Interpretações de anomalias IP são ainda qualitativas, prestando-se o método, menos a interpretação quantitativa, que a eletro-resistividade.

Muitos dos sucessos atribuídos ao método IP, são na realidade devidos ao levantamento de distribuição de  $\rho_{ap}$  (método de resistividade) - praticado simultaneamente. A resistividade delinea melhor os detalhes geológicos estruturais, que o efeito IP.

Também mineralizações cujo volume apresenta um diâmetro pequeno em relação a suas profundidades não são detectadas pelo método IP.

Aplicação de IP em pesquisa de petróleo está ainda no estágio promissor apenas.

#### Bibliografia - Métodos elétricos:

- Ver bibliografia Métodos elétricos e eletromagnéticos no Volume 2 às páginas 358 à 360.

2: Fornecedor: Prof. João F. L. Costa

Emp. nº/NF nº: -

Fonte:

Preço: R\$ 28,00

Data Pagto: 23/11/2001



Universidade Federal  
do Rio Grande do Sul  
Escola de Engenharia  
Biblioteca



Av. Osvaldo Aranha, 99, 2º andar  
90035-190 - Porto Alegre, RS  
bibeng@ufrgs.br  
<http://www.ufrgs.br/bibeng>  
<https://www.facebook.com/bibeng.ufrgs>  
Fones: (51)3308-4253 / 3308-3419