

Técnicas de Tratamento de Dados Geofísicos

“A anomalia aparecia com mais nitidez na aritmética de base 11, onde podia ser grafada quase inteiramente como zeros e uns. Comparado com o que havia recebido de Vega, isso só poderia ser chamado de mensagem simples, embora seu significado estatístico fosse grande. O programa remontou os algarismos numa matriz quadrada, dividindo-os igualmente na horizontal e na vertical. A primeira linha era uma seqüência ininterrupta de zeros, da esquerda para a direita. A segunda linha mostrava um único algarismo 1, exatamente no meio, com zeros até as margens, para a esquerda e a direita. Depois de mais algumas linhas, formara-se um arco inconfundível, composto de algarismos 1. A figura geométrica simples fora construída rapidamente, linha por linha, auto-reflexiva, carregada de promessas. Surgiu a última linha da figura, toda ela formada de zeros, com exceção do único 1, centralizado. A linha seguinte seria formada apenas de zeros, como parte da moldura.”

CARL SAGAN (1934-1996), cientista americano em “Contato – Romance”

4.1 APRESENTAÇÃO

O estudo geológico da superfície de um terreno e sua relação no espaço e no tempo é de importância indiscutível para o entendimento das rochas em subsuperfície e para a localização de depósitos minerais. No entanto, nem sempre as rochas estão disponíveis sob a forma de afloramentos ou permitem inferências seguras sobre o que ocorre em profundidade. As informações geofísicas e geoquímicas são ferramentas que auxiliam e complementam o estudo em superfície. Todavia, pode não ser suficiente a coleta de dados e a simples representação espacial da propriedade física ou química. Técnicas estatísticas ou determinísticas como operações matemáticas, filtragens, modelamentos, interpolações, integrações ou a combinação de duas ou mais dessas técnicas podem ser bastante úteis na interpretação.

Cada técnica estatística deve ser escolhida com cuidado, de acordo com o tipo de dado a ser tratado (magnético, gravimétrico, gamaespectrométrico ou geoquímico) e com a posição do objeto procurado na superfície ou em profundidade na crosta. A natureza dos dados também implica em diferentes tipos de resposta e diferentes tipos de influência (Tabela 4.1).

TABELA 4.1: Avaliação de parâmetros geológicos (modificada de Carvalho Jr. 1995).

Método \ Parâmetro	Influência Lateral	Influência Vertical	Tipo de Resposta
Gravimetria	alta	alta	profunda - influência da topografia
Magnetometria	alta	alta	profunda - influência da topografia
Gamaespectrometria	baixa	baixa	superficial - influência do intemperismo
Geoquímica de sedimentos de corrente	média - baixa	baixa	superficial - influência do relevo, clima, pluviometria, topografia, etc.
Geoquímica de solo	média - baixa	baixa	superficial - influência do intemperismo, topografia e solifluxão

Os campos gravimétrico e magnético têm suas semelhanças e diferenças. Ambos são derivados de uma mesma função potencial, revelam anomalias causadas por contrastes em propriedades físicas das rochas em profundidade, relacionam-se através da identidade de Poisson (v. Gerkens 1989; Blakely 1996), são usados como ferramentas de reconhecimento de áreas com potencialidade exploratória e empregam técnicas semelhantes de interpretação.

Quanto às diferenças, a magnetização, propriedade física da rocha e que determina seus efeitos magnéticos, tem magnitude e direção; depende da susceptibilidade magnética (efeito de magnetização induzida) e magnetização remanescente das rochas. A atração gravitacional depende da massa e é

função da densidade (grandeza escalar). A força gravitacional envolve somente atração, enquanto a magnética atração e repulsão. Os efeitos magnéticos são também fortemente influenciados por traços de certos minerais, enquanto que os efeitos gravitacionais somente pelos constituintes principais da rocha. O campo gravimétrico é radialmente simétrico no que se refere à posição das anomalias diretamente acima da fonte, monopolar, enquanto que o campo magnético forma um padrão complicado de anomalia, dipolar, que não depende somente da profundidade da fonte e do momento magnético da massa, mas do ângulo formado entre o raio, que é a distância do ponto de observação da anomalia à fonte, e o eixo do dipolo (fonte) (Dobrin & Savit 1988; Gerkens 1989).

Os métodos gamaespectrométricos se baseiam no fato de que alguns elementos se desintegram, emitindo partículas e radiação eletromagnética que podem ser detectadas. Esse fenômeno tem origem no núcleo dos átomos instáveis (a radioatividade não é considerada uma propriedade física, mas uma propriedade do núcleo atômico; Luiz & Silva 1995). A gamaespectrometria normalmente é feita simultaneamente ao levantamento magnético aéreo e seu objetivo é monitorar janelas de energia correspondentes à radiação gama onde ocorrem naturalmente os isótopos correspondentes às radiações devidas ao potássio, ao urânio e ao tório (ou de elementos resultantes de seu decaimento).

É importante salientar que no desenvolvimento de modelos geológicos digitais através da combinação de métodos geofísicos ou geoquímicos diferentes, deve-se atentar para o tipo de resposta de cada método. O métodos gravimétrico e magnético, por exemplo, respondem tanto a fontes profundas quanto a superficiais, enquanto que a gamaespectrometria (e os métodos geoquímicos) tem respostas estritamente superficiais (Tabela 4.1). Portanto, ao combinar os dados magnéticos ou gravimétricos com os gamaespectrométricos, os primeiros deverão ser tratados para que possam responder às fontes superficiais como os últimos (não necessariamente às mesmas fontes pois as propriedades medidas são distintas).

É de procedimentos matemáticos aplicados a esse tipo de problema em duas dimensões (mapas ou imagens) que tratam os próximos tópicos.

4.2 O PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS

4.2.1 AVALIAÇÃO DOS DADOS

Antes de qualquer tratamento 2-D, os dados devem ser avaliados quanto à presença de inconsistências, como o efeito pepita (*nugget*) ou “picos” (*spikes*), quanto à sua distribuição espacial e densidade.

Na avaliação da consistência dos dados é importante observar a presença de valores que parecem absurdos, como um valor extremamente anômalo sem ter na vizinhança outro que o justifique (‘efeito pepita’ ou ‘picos’) e como valores negativos em dados geoquímicos ou gamaespectrométricos.

Na distribuição dos dados, o padrão pode ser regular, aleatório, em agrupamentos ou em linhas (Figura 4.1).

A qualidade do produto a ser gerado está relacionada à densidade e à uniformidade dos pontos de amostragem. Um conjunto de dados é considerado *uniforme* se a densidade de pontos em uma célula é igual à densidade de pontos de todas as outras células de mesmo tamanho e forma. O conceito de uniformidade de dados é aplicado tanto para padrões aleatórios quanto para padrões regulares. O padrão é *regular* se os pontos forem colocados em uma malha de um mesmo tipo, ou seja, a distância

entre o ponto i e o ponto j em relação a uma direção específica é a mesma para todos os pares de pontos i e j no mapa. No padrão aleatório a posição de um ponto não exerce influência na colocação de qualquer outro, mas um padrão aparentemente aleatório pode apresentar atributos regulares, uma vez que atributos aleatórios podem estar contidos dentro de células regulares que possuam mesma densidade de pontos. O padrão de agrupamentos possui um arranjo que se distribui em torno de centros (Davis 1986). O padrão em linhas é característico de levantamentos, aéreos ou terrestres, dos quais se deseja que uma determinada direção seja ressaltada (as linhas geralmente são transversais ao que se quer ressaltar). Esse padrão pode ser considerado regular, considerando-se que a distância ponto a ponto pode ser aproximadamente a mesma, porém diferente em outra direção.

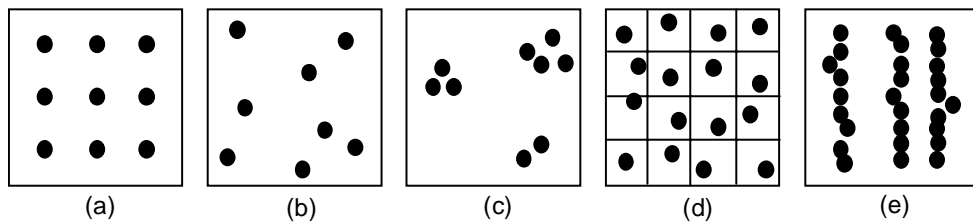


FIGURA 4.1: Padrões de distribuição de pontos. (a) regular. (b) aleatório. (c) em agrupamentos. (d) aparentemente aleatório, porém com um ponto por célula e pode ser considerado como regular. (e) em linhas (modificado de Davis 1986).

4.2.2 INTERPOLAÇÃO DA MALHA ORIGINAL EM MALHA REGULAR

Este é o segundo passo no pré-processamento dos dados (Davis 1986; Carvalho Jr. 1995). Para a maioria das técnicas estatísticas em 2-D o conjunto de dados a ser tratado deve estar em malha regular. Geralmente os valores são coletados em pontos aleatórios ou em linhas com determinada direção e espaçadas de certa distância. Nesses casos, é necessária a definição de um método de interpolação adequado para transformar os dados em malha regular. Dentre tantos, alguns métodos são descritos a seguir.

4.2.2.1 MÉTODOS DE INTERPOLAÇÃO 2-D

Os métodos de interpolação 2-D podem ser resumidos em :

A - Inverso da distância elevado a uma potência é um método interpolador ponderado pela distância e pode ser exato (os pontos das observações permanecem com os mesmos valores) ou suavizado. Gera algoritmos rápidos, porém a malha interpolada pode apresentar efeitos do tipo 'olho de touro'³ (Kekler 1994).

B - Krigagem (kriging) é um método geoestatístico bastante usado por ser muito flexível, elaborado por Krige (1966; Cressie 1990). O método tenta expressar as tendências direcionais que os dados sugerem, evitando, assim, o efeito de 'olho-de-touro'¹. Pode ser exato ou suavizado. Muitos fatores foram incorporados no método de krigagem: o variograma (usado para determinar as vizinhanças das observações e na ponderação das observações usadas no cálculo do nó; Isaaks & Srivastava 1989; GEOSOFT 1995), o tipo de deriva (ausência de deriva para krigagem ordinária, mais usada, deriva

³ 'Olho-de-Touro' (*bull's eye*) efeito caracterizado por contornos concêntricos ao redor dos pontos.

linear ou deriva quadrática para a krigagem universal em casos específicos) e o efeito pepita (dado destoante dos demais) (Keckler 1994). A krigagem pode ser isotrópica ou anisotrópica de acordo com a disposição dos pontos observados (Hansen 1993; Keckler 1994). O método é indicado para distribuições aleatórias, mas pode ser usado em conjuntos de dados em linha (krigagem anisotrópica). É um método computacionalmente lento.

C – Curvatura mínima é o método mais usado nas geociências por sua rapidez de processamento. A superfície gerada é análoga a uma placa fina e linearmente elástica deformada de forma a passar pelos valores dos dados com uma quantidade mínima de flexão (Briggs 1974; Swain 1976). A curvatura mínima gera uma superfície suavizada com os valores o mais próximo possível dos dados originais (Keckler 1994; GEOSOFT 1995).

D - Método de splines bi-cúbicos é ideal para dados orientados em linha, pois tende a fortalecer a tendência perpendicular à direção das linhas do levantamento. O processo se dá em dois passos. Primeiro, cada linha é interpolada ao longo da linha original do levantamento e segundo, a interpolação é feita perpendicularmente criando os nós. As interpolações podem ser feitas linearmente, com *spline* cúbico ou com *spline* de Akima (GEOSOFT 1995).

E - Regressão polinomial é usada para definir padrões e tendências direcionais de grande escala nos dados: superfícies de tendência (Draper & Smith 1981; Keckler 1994).

F - Funções de base radial são um grupo de métodos de interpolação altamente flexíveis e semelhantes à Krigagem. Dentre os métodos incluem-se o multiquadrático (mais usado), o multiquadrático inverso, o multilogarítmico, o *spline* cúbico natural e o *spline* de placa fina (Carlson & Foley 1991; Keckler 1994).

G - Método de Shepard este método usa o método de inverso da distância ponderado por mínimos quadrados. Caracteriza-se por não gerar 'olho de touro' (Shepard 1968; Renka 1988; Keckler 1994).

H - Triangulação com interpolação linear usa triangulação de Delaunay. O algoritmo cria triângulos desenhando linhas entre os pontos de dados e nenhum triângulo intersecta o outro. É um interpolador exato, pois pode preservar a quebra de linhas definidas nos dados, como por exemplo uma falha geológica (Watson 1982; Keckler 1994).

4.2.2.2 CÉLULA UNITÁRIA

Após a escolha do método interpolador, é necessário que se estabeleça o tamanho da célula unitária da malha. Para o caso de dados em linhas orientadas (linhas de vôo), Vasconcelos *et al.* (1990) sugerem valores entre 1/4 e 1/8 do espaçamento médio entre as linhas para que se evite a perda demasiada de informação e o aparecimento do efeito de *aliasing* ou a incorporação de frequências altas sem solução nas frequências baixas. Essas frequências altas, cujos comprimentos de onda são menores que duas vezes o espaçamento entre os pontos amostrados, não pode ser detectado. A frequência mais alta que pode ser recuperada pela amostragem é a *frequência de Nyquist*, cujo comprimento de onda é exatamente duas vezes a distância entre observações sucessivas (Davis 1986):

este constitui o *teorema da amostragem* ou *Teorema de Shannon*. O motivo pelo qual as frequências mais altas que a frequência de Nyquist são confundidas com frequências mais baixas pode ser observado na [Figura 4.2](#).

Outro fator importante no caso de dados orientados em linhas, é a utilização de interpoladores bidirecionais, como o *spline* bi-cúbico. Nesse caso, os pontos a serem utilizados na definição de um nó de malha deverão ser procurados de acordo com o teorema da amostragem. Sendo assim, em um levantamento onde as linhas estão espaçadas em 1 km, o algoritmo interpolador deverá procurar pontos até 2 km do nó de malha na direção perpendicular às linhas de dados.

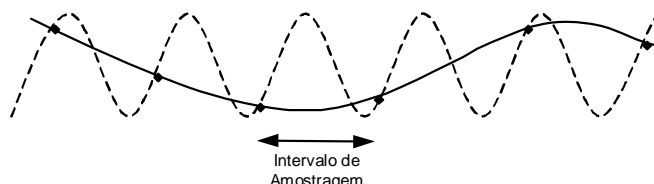


FIGURA 4.2: Onda senóide de alta frequência (linha tracejada) amostrada em pontos discretos gera onda de mais baixa frequência (linha contínua). De Davis (1986).

4.2.3 REDUÇÃO DO IGRF/DGRF DE DADOS MAGNÉTICOS

A maior parte do campo magnético é devido à contribuição magnética do núcleo terrestre que não é interessante para o mapeamento geológico e para a prospecção. Assim, é recomendável que essa influência seja retirada dos dados magnéticos. Essa parte do campo pode ser estimada com grande aproximação por modelos matemáticos denominados *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) e *Definitive Geomagnetic Reference Field* (DGRF). Com a retirada do IGRF, o campo resultante pode ser considerado como proveniente das fontes crustais acima da superfície Curie, e é dito constituir o *campo anômalo* o qual representa as assinaturas anômalas que se quer estudar em geofísica aplicada.

4.2.4 MICRONIVELAMENTO

Observando que o nivelamento convencional dos dados magnéticos usando linhas de vôo transversais, ditas de controle, está sujeito a erros de diversas origens, Minty (1991) sugeriu um método que reduz o efeito desses erros. A técnica consiste na aplicação de filtros simples e distintos em duas direções ortogonais de uma malha, mais precisamente na direção da linha de vôo e perpendicularmente. O autor sugere o seguinte procedimento: a) passar um filtro passa-alta na malha A na direção perpendicular às linhas de vôo guardando o resultado na malha B (comprimento de onda com no mínimo duas vezes a distância entre as linhas de vôo); b) passar um filtro passa-baixa na malha B na direção da linha de vôo, guardando o resultado na malha C (comprimento de onda com no mínimo a distância entre as linhas de controle); e c) subtrair a malha C, que contém a correção devida ao micronivelamento, da malha A, obtendo a malha final.

Essa metodologia pode ser utilizada para qualquer tipo de levantamento em linha, inclusive levantamentos gamaespectrométricos.

4.3 FORMAS DE APRESENTAÇÃO DOS DADOS

Escolhido um método interpolador 2-D adequado e corrigidos os efeitos causados pelo tipo de distribuição nos dados já interpolados, resta encontrar uma forma de apresentação gráfica adequada. Essa forma de apresentação pode ser em mapas de contorno, perfis rebatidos (para dados com padrão em linha), blocos diagrama, pares estereoscópicos, imagens digitais, relevo sombreado, composição em falsa cor ou combinações dessas formas.

A representação de dados em *mapas de contorno* vem sendo utilizada já há muito tempo. Essa representação oferece algumas desvantagens. Entre elas a difícil observação do relevo (geofísico), mormente quando este é movimentado, num emaranhado de linhas que muitas vezes leva a uma interpretação equivocada e/ou incompleta. Esse problema pode ser parcialmente resolvido construindo-se *blocos diagrama* com diferentes ângulos de visada. Dependendo destes ângulos algumas estruturas poderão ficar escondidas atrapalhando a interpretação. Outra maneira é gerar *pares estereoscópicos* desses mapas para serem observados com estereoscópios. Cada mapa do par também pode ser gerado nas cores vermelha e azul, depois sobrepostos e observados com “óculos 3-d”. Os pares podem facilmente ser gerados como se fossem dois blocos diagrama com uma diferença angular na visada pequena e simétrica.

Uma maneira mais agradável e aceita é o uso de *imagens geofísicas digitais* nas interpretações. Isso se deve à qualidade e facilidade de visualização que a maioria das imagens proporciona, o que é difícil de se encontrar em mapas de contorno. Uma imagem digital geofísica pode ser definida como uma representação bidimensional da propriedade física ou campo medido em função de sua posição espacial (coordenadas X e Y), sendo essa representação feita através de valores digitais. Os valores digitais, inteiros ou discretos, são mostrados através de níveis de cinza ou cores. Cada nível de cinza ou cor representa uma pequena área limitada pelas dimensões da cela unitária ou *pixel* de uma malha de distribuição regular. A imagem digital pode ser realçada para melhorar suas características visuais. O realce pode ser feito através de manipulação de contraste, de filtragem espacial, sombreamento ou mesmo pela sobreposição de um mapa de contorno.

A *composição em falsa cor* consiste de uma técnica básica de realce digital que combina três imagens quaisquer, com as três cores primárias da luz, vermelha, verde e azul (R, *red*, G, *green* e B, *blue*) (Meneses *et al.* 1991) ou as três cores primárias dos pigmentos, ciano, magenta e amarelo acrescidas do preto (C, *cyan*, M, *magenta*, Y, *yellow*, K, *black*), gerando outras cores. No caso de imagens gamaespectrométricas, pode-se distribuir U, Th e K (ou contagem total) entre os três canais RGB fazendo a fusão destes dados. No caso de se optar por pigmento, CMYK, o quarto canal pode ser preenchido pela contagem total. Um ou mais elementos podem ser substituídos por outro tipo de dado geofísico ou não, desde que haja coerência. Assim, por exemplo, pode-se representar a derivada vertical de dados gravimétricos, o sinal analítico de dados magnéticos, o canal de contagem total de radiação gama e a superfície topográfica da área correspondente em um mesmo mapa.

Uma técnica muito utilizada na representação de dados é o *drapejamento* ou *superposição de imagens* (*draping of images*). É semelhante ao bloco diagrama e consiste em se sobrepor qualquer imagem, inclusive imagem ternária, em uma superfície topográfica tridimensional. Bons exemplos são encontrados em Wilford *et al.* (1997).

4.4 FORMAS DE INTERPRETAÇÃO

Só a interação cuidadosa dos processos acima descritos pode levar a interpretações aceitáveis. E o processo interpretativo é o mais importante de todos.

As interpretações podem ser *qualitativas* ou *quantitativas*. A interpretação qualitativa inicia-se com a análise dos sinais em mapa, definindo domínios ou áreas quanto à configuração magnética (textura, truncamento de feições e anomalias isoladas) e estimando, preliminar e relativamente, profundidades de fontes magnéticas ou gravimétricas pela aplicação de fórmulas práticas; depois vem a análise do espectro de potência, separando e caracterizando as fontes dos sinais (a partir desse processo a profundidade também pode ser estimada) e finalmente a separação regional/residual (processo que pode ser considerado quantitativo) e a comparação com curvas e mapas padrões (que pode ser tanto qualitativa quanto quantitativa).

A interpretação quantitativa pode ser feita de maneira automática ou através de inversões e modelagens. O primeiro caso abrange deconvoluções (Werner e Euler), os sinais analíticos, além do que a análise espectral permite fazer: filtragens passa-alta / passa-baixa / passa-banda, continuações, derivadas, reduções ao polo e ao equador, pseudo-transformações, terraceamento. O segundo caso envolve a estimativa da propriedade física, susceptibilidade e densidade aparentes, e a estimativa da geometria dos corpos causadores de anomalias isoladas.

4.4.1 FILTRAGENS EM GERAL

As medidas de campo são geralmente influenciadas por uma grande quantidade de fenômenos, sejam naturais ou não. Os ruídos (alta frequência) são normalmente corrigidos durante um levantamento geofísico. Todavia, nem toda alta frequência indesejável é eliminada. A aplicação de filtros pode reduzir ou até eliminar esse efeito indesejável, mas apenas idealmente pode ser eliminado. Quando isso não é possível, esse tipo de dado deve ser identificado e eliminado ou aproveitado de maneira restrita (Luiz & Silva 1995).

Com a filtragem, tenta-se separar efeitos superficiais, alta frequência (compactação, intemperismo, contatos geológicos, feições estruturais), efeitos profundos, baixa frequência (espessura da crosta, feições geológicas regionais, profundidade de desmagnetização) e efeitos intermediários (normalmente aplicados em prospecção mineral). Um grande problema no procedimento de filtragem é a superposição de frequências, por exemplo, feições geológicas de diferentes dimensões e profundidades podem contribuir com frequências semelhantes, não permitindo a separação dessas feições (Dobrin & Savit 1988; Luiz & Silva 1995).

Existem filtros no domínio do espaço e filtros no domínio de Fourier, usando-se a FFT (*Fast Fourier Transform*). No primeiro, as transformações são feitas ponto a ponto ou nó a nó, onde cada qual é ponderado de acordo com o filtro em relação à vizinhança através de um operador móvel. No segundo, o processo de transformação é realizado sobre um espectro e transformado de volta. Segundo Mather (1987), a correspondência entre os dois tipos de filtro existe (como será visto a seguir), mas alguns filtros são mais fáceis de usar no campo espacial e outros no campo de Fourier.

Os filtros, que serão descritos mais adiante, aplicam, em sua maioria, a Transformada Rápida de Fourier (FFT) e modelos estatísticos específicos, embora semelhantes, para os campos magnético e gravimétrico.

4.4.1.1 TRANSFORMADA RÁPIDA DE FOURIER

Em 1807, o físico francês Jean Baptiste Joseph Fourier (1768-1830), estudando genericamente as formas de ondas, mostrou que qualquer padrão periódico de onda, por mais complicado que seja, pode ser representado como uma combinação de movimentos harmônicos simples. Essa combinação é referida como *análise harmônica*, podendo ser expressa por uma função periódica, *série de Fourier* ou *desenvolvimento de Fourier*, definida da seguinte forma:

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n \cdot x + b_n \sen n \cdot x) \quad (4.1)$$

onde,

$$a_n = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) \cos n \cdot x dx ;$$

$$b_n = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) \sen n \cdot x dx \text{ e}$$

$$a_0 = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) dx ,$$

com $n=1,2,3,\dots$

Quando os movimentos não são periódicos a soma da série de Fourier é substituída por uma integral, chamada de *integral de Fourier*. Dessa integral decorre que, se

$$F(u) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-iku} du \quad (4.2)$$

então,

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(u) e^{-ikx} dx \quad (4.3)$$

A função $F(u)$ é a *transformada de Fourier* de $f(x)$ e pode ser escrita $F(u)=F\{f(u)\}$. A função $f(x)$ é a *transformada inversa de Fourier* de $F(u)$ e pode ser escrita $f(x)=F^{-1}\{F(x)\}$ (Spiegel 1976; Hsu 1984).

Existem diversos tipos de transformadas eficientes e/ou velozes, mas a Transformada Rápida de Fourier (FFT) é ainda a mais usada para converter dados no campo do espaço para o campo das frequências, onde qualquer convolução pode ser feita pela multiplicação de funções apropriadas.

O uso da FFT na estimativa do formato dos corpos reproduz com grande aproximação as formas desses corpos, desde que as anomalias encontradas em dados magnéticos ou gravimétricos sejam causadas por corpos de forma arbitrária com magnetização constante ou densidade uniforme, embora esse processo seja instável. Essas anomalias podem ser expressas como uma convolução entre uma função da propriedade física e a função de Green (depende da geometria da fonte e dos pontos de medida) (Gunn 1975).

4.4.1.2 MODELOS ESTATÍSTICOS PARA INTERPRETAÇÃO DE DADOS DE CAMPO POTENCIAL

As relações entre os campos magnético e gravimétrico e as fontes causativas são dadas por fatores de convolução que dependem do campo medido e das características do corpo. Transformando o campo magnético ou gravimétrico para o domínio de Fourier, esses fatores são rapidamente reconhecidos.

O potencial magnético devido a uma distribuição de magnetização $M(Q)$, onde Q é a posição, e o potencial gravitacional devido a uma distribuição de densidade $\rho(Q)$ em um ponto P é respectivamente expresso por (Blakely 1996):

$$V(P) = C_m \int_R M(Q) \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv \quad (4.4)$$

onde C_m é uma constante que depende da permeabilidade de espaço livre e que na maioria dos casos pode ser desprezada e r é a distância de um dipolo a P ; e

$$U(P) = \gamma \int_R \frac{\rho(Q)}{r} dv \quad (4.5)$$

onde γ é a constante gravitacional universal.

Os potenciais V e U também podem ser expressos por (Gunn 1975):

$$V(u, v, h) = \frac{2\pi[Lju + Mjv + N(u^2 + v^2)^{1/2}]}{(u^2 + v^2)^{1/2}} \int_{-\infty}^{\infty} M(u, v, z) \cdot e^{-(z-h)(u^2+v^2)^{1/2}} dz \quad e \quad (4.6)$$

$$U(u, v, h) = 2\pi\gamma \int_{-\infty}^{\infty} \rho(u, v, z) \cdot \frac{e^{-(z-h)(u^2+v^2)^{1/2}}}{(u^2 + v^2)^{1/2}} dz \quad (4.7)$$

onde L , M e N são os cossenos direcionais da direção de magnetização e l , m e n são os cossenos direcionais da componente medida no domínio de Fourier.

Para converter o potencial magnético expresso pela equação (4.6) em expressão da intensidade magnética é necessário diferenciar na direção da componente que está sendo medida. O resultado, para o caso de direção constante de magnetização, é

$$M_f(u, v, h) = 2\pi[jLu + jMv + N(u^2 + v^2)^{1/2}] \cdot [jlu + lmv + n(u^2 + v^2)^{1/2}] \cdot \frac{1}{(u^2 + v^2)^{1/2}} \cdot \int_0^{\infty} M(u, v, z) \cdot e^{-(z-h)(u^2+v^2)^{1/2}} dz \quad (4.8)$$

No caso do campo gravimétrico somente é medida a componente vertical e o comprimento do campo pode ser obtido diferenciando-se a equação (4.7) em relação a z

$$G_f(u, v, h) = 2\pi\gamma \int_0^{\infty} \rho(u, v, z) \cdot e^{-(z-h)(u^2+v^2)^{1/2}} dz \quad (4.9)$$

As formas gerais das equações (4.8) e (4.9), respectivamente, em termos de uma camada equivalente na profundidade z , são dadas em Gunn (1975):

$$M_f(u, v, o) = 2\pi \cdot D_1(u, v) \cdot D_2(u, v) \cdot I(u, v) \cdot m_s(u, v, h) \cdot H(u, v, h) \quad (4.10)$$

$$G_f(u, v, o) = 2\pi G \cdot \sigma_s(u, v, h) \cdot H(u, v, h) \quad (4.11)$$

onde,

2π e $2\pi G$ são fatores de escala;

$D_1 = [jLu + jMv + N(u^2 + v^2)^{1/2}]$ é fator para a direção de magnetização;

$D_2 = [jlu + jmv + n(u^2 + v^2)^{1/2}]$ é fator para a direção de medida;

$H = e^{-h(u^2 + v^2)^{1/2}}$ é fator de profundidade;

$m_s(u, v, z)$ e $\sigma_s(u, v, z)$ são fatores que representam a distribuição de propriedade física na camada equivalente e

$I = \frac{1}{(u^2 + v^2)^{1/2}}$ é um fator extra que distingue os campos magnético e gravimétrico

Os modelos para interpretação são importantes, pois permitem acesso a parâmetros como tamanho horizontal e espessura de corpos causadores de anomalias. Permitem também efetuar operações de continuação, redução ao polo e ao equador, conversão de campos gravimétrico e magnético, separação de componentes medidas, derivadas, mapear a distribuição de magnetização, relevo de interfaces, superfície Curie, susceptibilidade e densidade aparentes, entre outras.

4.4.1.3 FILTROS USADOS (DOMÍNIO DO NÚMERO DE ONDA)

Antes de aplicar o filtro desejado no domínio de Fourier, deve-se tomar algumas providências: (a) remover uma superfície de tendência, geralmente de primeira ordem; expandir a malha em pelo menos 10% do seu tamanho (como sugere Winograd 1978); (b) a parte expandida deve ser preenchida com valores periódicos extrapolados da malha original (para evitar o efeito de borda); e c) verificar a forma do espectro gerado (Figura 4.3) para determinar qual(ais) filtro(s) será(ão) utilizado(s).

A Figura 4.3 é um exemplo de espectro radial gerado, mais especificamente um **espectro de energia** ou **densidade de energia espectral** de uma função $[f(x)]$, $|F(k)|^2$, que é expresso na equação da energia total:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |F(k)|^2 dk \quad (4.12)$$

onde $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ é o número de onda e λ é o comprimento de onda (Hsu 1984; Blakely 1996). Essa função pode ser facilmente estendida a funções de duas variáveis, x e y . Assim sendo, os termos k e λ serão representados respectivamente por k_x, k_y e λ_x, λ_y , como pode ser observado em Blakely (1996).

A partir desse espectro, pode-se estimar a profundidade para as fontes causativas (Spector & Grant 1970):

$$h = -s/(4\pi) \quad (4.13)$$

onde, s é a declividade em uma determinada parte do espectro.

Analisando a Figura 4.3, observa-se a presença de quatro faixas distintas do espectro: uma com números de onda acima da frequência de Nyquist e deve ser eliminada, uma que, provavelmente, representa ruído e outras duas que representam as partes mais interessantes do espectro (fontes rasas e profundas). É através da filtragem que essas partes são separadas, realçadas ou transformadas.

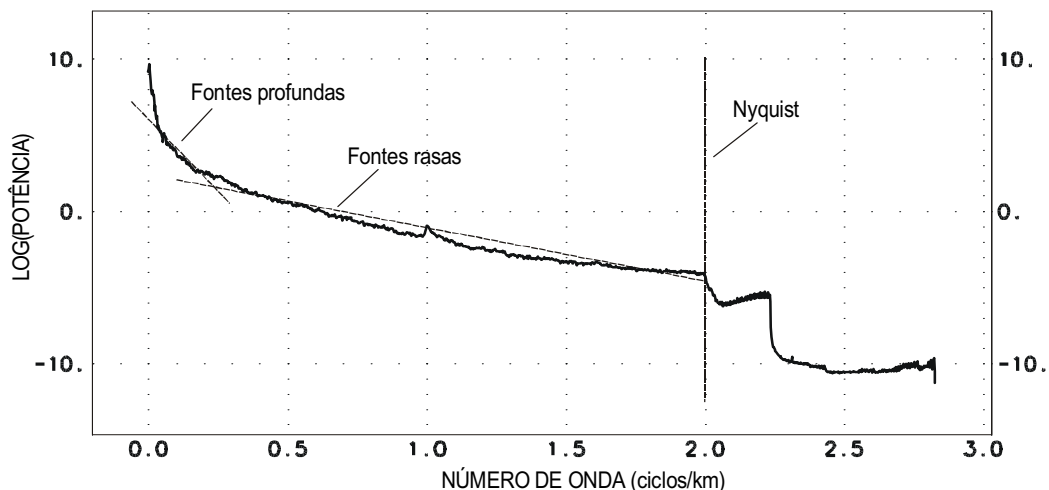


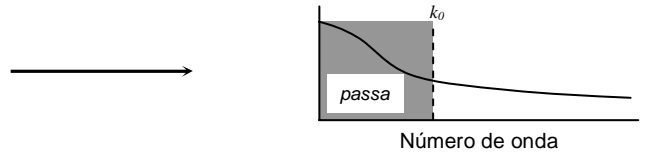
FIGURA 4.3: Exemplo de espectro radial.

A - *Filtros Passa-Baixa, Passa-Alta e Passa-Banda* servem para passar valores baixos, altos ou intervalos de números de onda. A aplicação destes filtros pode gerar o fenômeno de Gibb⁴ (anomalias anelares) (GEOSOFT 1994). Os filtros têm as seguintes formas:

PASSA-BAIXA

$$L(k) = L(k), \text{ para } k \leq k_0 \text{ e}$$

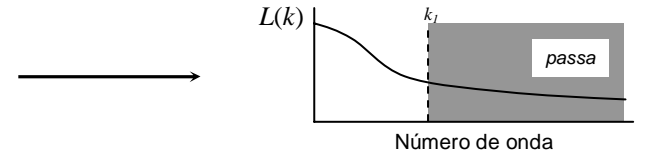
$$L(k) = 0, \text{ para } k > k_0$$



Passa-Alta

$$L(k) = 0, \text{ para } k < k_l \text{ e}$$

$$L(k) = L(k), \text{ para } k \geq k_l$$

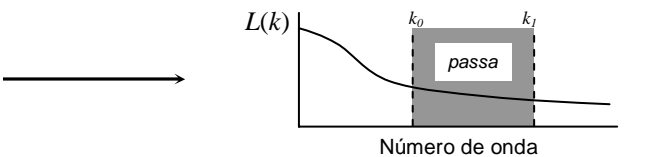


Passa-Banda

$$L(k) = 0, \text{ para } k < k_0;$$

$$L(k) = L(k), \text{ para } k_0 \leq k < k_l \text{ e}$$

$$L(k) = 0, \text{ para } k > k_l$$



onde, k_0 é o menor número de onda para corte e k_l é o maior número de onda para corte.

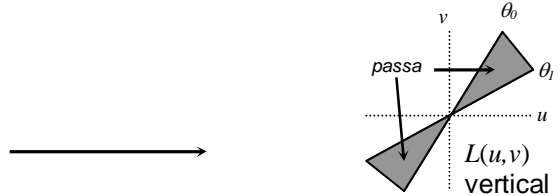
B - *Filtro Direcional* é um filtro passa-banda que passa ou rejeita os dados entre duas direções escolhidas. Pode gerar o fenômeno de Gibb, pois o espectro é cortado abruptamente (GEOSOFT 1994).

O filtro tem a seguinte forma:

$$L(u, v) = 0, \text{ para } \theta < \theta_0;$$

$$L(u, v) = L(u, v), \text{ para } \theta_0 \leq \theta < \theta_l \text{ e}$$

$$L(u, v) = 0, \text{ para } \theta > \theta_l$$

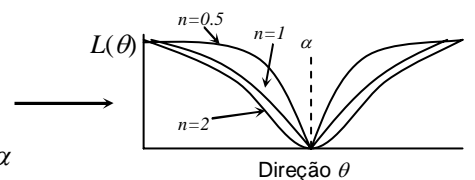


onde, θ_0 é o menor ângulo de corte e θ_l é o maior ângulo de corte.

C - *Filtro de Cosseno Direcional* é útil para remover/passar feições direcionais de uma malha. A função cosseno faz o filtro suavizar e, portanto, o anelamento não é problema (GEOSOFT 1994). O filtro apresenta as seguintes formas:

$$L(u, v) = \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right|, \text{ para rejeitar a direção } \alpha$$

$$L(u, v) = 1 - \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right|, \text{ para passar a direção } \alpha$$



onde, α é a direção do filtro em graus (0-360 em relação ao norte), n é o grau da função cosseno e θ é a direção do número de onda.

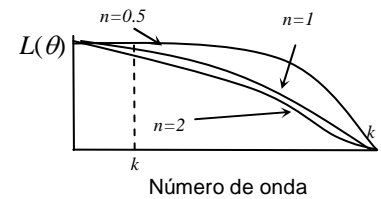
⁴ **Fenômeno de Gibb** – Fenômeno causado pela quebra abrupta do espectro do domínio de Fourier. Esse fenômeno é caracterizado por anomalias anelares em mapas e/ou imagens que correspondem a oscilações do espectro de amplitude de um filtro de frequência nas proximidades das frequências de corte, sendo decorrentes da interrupção de uma representação infinita.

D - Filtro Pendente Cosseno ('cosine roll-off') usado como filtro passa-alta ou passa-baixa por suavizar o espectro e, em consequência, reduzir o fenômeno de Gibb (GEOSOF 1994). O filtro tem a seguinte forma:

$$L(k) = L(k), \text{ para } k < k_0;$$

$$L(k) = \cos^n \left[\frac{\pi}{2} \left(\frac{k - k_0}{k_1 - k_0} \right) \right], \text{ para } k_0 \leq k < k_1 \text{ e}$$

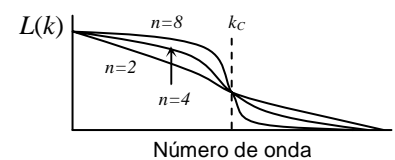
$$L(k) = 0, \text{ para } k > k_1$$



onde, k_0 é o menor número de onda para corte, k_1 é o maior número de onda para corte e n é o grau da função cosseno.

E - Filtro Butterworth é um excelente filtro para aplicação como passa-alta ou passa-baixa porque se pode controlar o pendente do rolamento, fixando apenas o seu número de onda central. Se o fenômeno de Gibb é observado, basta reduzir o grau do filtro até o aceitável. É mais simples que o filtro de cosseno (item anterior) (GEOSOF 1996):

$$L(k) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_c} \right)^n \right]}$$

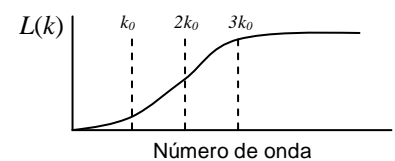


onde k_c é o número de onda central do filtro e n o grau da função do filtro Butterworth.

F - Filtro Gaussiano é outro filtro suavizador usado como passa-baixa ou passa-alta (GEOSOF 1996):

$$L(k) = 1 - e^{-(k/k_0)^2}$$

onde k_0 é o desvio padrão da função Gaussiana em ciclos por metro.



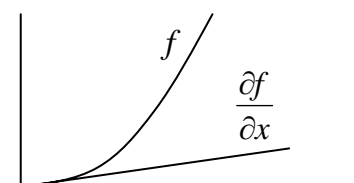
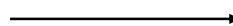
G - Derivadas Horizontais São usadas no intuito de realçar os gradientes horizontais e, por conseguinte, as possíveis fontes das anomalias representadas (são filtros passa-alta). São aplicadas para criar imagens sombreadas e em alguns algoritmos como o sinal analítico (Davis 1986; GEOSOF 1994). Os filtros têm as seguintes formas no domínio de Fourier:

Derivada na Direção X

$$L(u) = (ui)^n$$

Derivada na Direção Y

$$L(v) = (vi)^n$$



onde, n é a ordem de diferenciação.

H - Derivada Vertical amplifica a informação de comprimentos de ondas curtos em detrimento dos comprimentos longos (é um filtro passa-alta). Geralmente a primeira ou a segunda derivada acentuam os gradientes nas bordas de corpos magnéticos rasos. Pode ser aplicado como um filtro passa-baixa para remover o ruído de número de onda grande (Davis 1986; GEOSOF 1994):

$$L(r) = r^n,$$

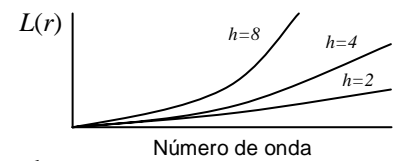
onde, $r = \sqrt{u^2 + v^2}$ e n é a ordem de diferenciação.

I – Integração Vertical calcula a integral vertical da transformada. É o inverso da derivada vertical (GEOSOFTE 1996):

$$L(r) = 1/r,$$

J - Continuação Descendente é usado para destacar as repostas de fontes em uma profundidade, levando efetivamente o plano de medida até próximo das fontes. Note que teoricamente não é possível continuar campos potenciais através das suas fontes onde a transformada de Laplace das funções potenciais não é zero. Como o sinal de comprimento de onda curto pode parecer ser de fontes rasas, este deve ser removido com um filtro passa-alta para evitar ruído de alta amplitude no comprimento de onda curto nos dados processados (GEOSOFTE 1994):

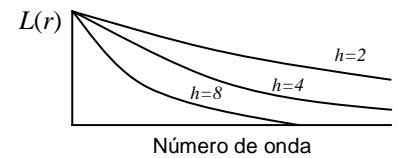
$$L(r) = e^{hr},$$



onde, h é a distância em metros para continuar em relação ao plano de observação.

K - Continuação ascendente é considerado um filtro de limpeza por agir como um passa-alta. Por causa disso, é usado para remover ou minimizar os efeitos de fontes rasas e ruídos. Tem efeito contrário do descendente (GEOSOFTE 1994):

$$L(r) = e^{-hr},$$



onde, h é a distância em metros para continuar em relação ao plano de observação.

L – Filtragem Wiener é um método amplamente utilizado e com muitas e diferentes aplicações. Foi desenvolvido pelo matemático do M.I.T. Norbert Wiener durante a Segunda Guerra Mundial (1939-1945) para tentar remover o ruído do sinal de radar (Dobrin & Savit 1988). Os filtros de Wiener são filtros que fazem uma transformação entre uma entrada conhecida e uma saída desejada, bem como podem ser definidos pela soma mínima dos quadrados entre o sinal atual e o desejado (Gunn 1995).

Entre outras aplicações, o método tenta remover o efeito de ruído branco de dados magnéticos. O ruído branco é um ruído de fundo com grande número de onda presente nos dados. Pelo fato do sinal magnético ser mais forte na direção do campo induzido, a razão sinal/ruído vai variar como uma função tanto da inclinação como da declinação magnética e isso é levado em conta pelo filtro (GEOSOFTE 1994):

$$L(k, \theta) = \left(\frac{\phi_s(k, \theta)}{\phi_s(k, \theta) + \phi_0} \right), \text{ para } k < k_0$$

$$L(k, \theta) = \left(\frac{\phi_s(k, \theta)}{\phi_s(k, \theta) + \phi_0} \right) \cdot \cos^2 \frac{\pi}{2} \left(\frac{k - k_0}{k_1 - k_0} \right), \text{ para } k_0 \leq k \leq k_1$$

$$L(k, \theta) = 0, \text{ para } k > k_1$$

onde:

$$\phi_s(k, \theta) = \frac{[\text{sen}^2 I + \cos^2 I \cdot \cos^2(D + \theta)]^2}{\text{sen}^4 I + \text{sen}^2 I \cdot \cos^2 I + 0.375 \cos^4 I} \cdot (\phi_r - \phi_0);$$

I é a inclinação geomagnética;

D é a declinação geomagnética;

k_0 é o número de onda inicial do ruído;

k_1 é o número de onda inicial do ruído;

ϕ_r é a densidade radial média no espectro;

ϕ_0 é a densidade radial média do ruído no espectro, geralmente calculado entre k_0 e k_1 .

O filtro é comumente usado para remover o efeito teórico de todas as fontes que estão acima de uma determinada profundidade.

M - Redução ao Polo a redução ao polo magnético é usada para facilitar a interpretação de dados magnéticos (Baranov 1957), pois a diferentes latitudes magnéticas a forma das anomalias muda (Spector & Grant 1970). Por convolução, o campo magnético [equação (4.10)] com um filtro cuja resposta de frequência é

$$H(u, v) = \frac{(u^2 + v^2)^{1/2}}{[jLu + jMv + N(u^2 + v^2)]^{1/2}} \cdot \frac{(u^2 + v^2)^{1/2}}{[jlu + jmv + n(u^2 + v^2)]^{1/2}}, \quad (4.14)$$

é reduzido ao campo que a distribuição de magnetização produziria se estivesse locada no polo. Essa é a expressão geral dos filtros de transformação de fase. Cada fator descrito para a equação (4.10) pode ser removido do espectro dividindo-se a expressão pelo fator que se quer remover, o que é equivalente à convolução no domínio do espaço por um operador (filtro) cuja resposta de frequência seja o inverso do fator que se queira retirar.

A redução ao polo no domínio de Fourier usando coordenadas polares, para o caso da magnetização ser apenas devida à indução magnética, é dada pelo operador (GEOSOFT 1994):

$$L(\theta) = \frac{1}{[\text{sen}(I_a) + i \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}, \text{ se } (I_a < I), I_a = I,$$

onde I é a inclinação magnética; D , a declinação magnética; I_a , inclinação para correção de amplitude que nunca deve ser menor que I e θ , o azimute (positivo no sentido horário). O algoritmo baseado na expressão acima funciona muito bem para latitudes magnéticas acima de 30° . No caso de redução ao polo a baixas latitudes magnéticas feições fortes na direção do campo magnético são observadas devido à correção de amplitude. Se I_a for 90 somente a componente de fase será aplicada aos dados, ou seja, nenhuma correção de amplitude seria aplicada, o que resolveria o problema para baixas latitudes magnéticas. Esse procedimento é arriscado, pois não se sabe se a redução ao polo foi efetivada.

Uma solução para esse problema é muito bem apresentada por Hansen and Pawlowski (1989), que usa filtragem Wiener (item 4.4.1.3-L) para redução ao polo em qualquer latitude magnética. Nessa aplicação, pode-se calcular os coeficientes para a redução ao polo. Esses coeficientes farão as transformações de fase e amplitude necessárias à redução e serão aplicáveis a qualquer transformação independente do número, profundidades e geometrias das fontes magnetizadas. Para que os resultados sejam mais acurados, é necessário gerar malhas de coeficientes maiores que as malhas originais ou passar mais de uma vez o filtro de Wiener, devendo dar o mesmo resultado (Gunn 1995).

A presença de magnetização remanescente quase sempre modifica os resultados em qualquer caso.

N - Redução ao Equador a redução ao Equador é usada em baixas latitudes magnéticas para centrar os picos das anomalias magnéticas sobre suas fontes. A redução ao polo nessas latitudes magnéticas produz um forte sinal na direção do campo geomagnético, exigindo uma correção de amplitude que é desnecessária na redução ao Equador (GEOSOFT 1994):

$$L(\theta) = \frac{-\cos^2(D - \theta)}{[\sin I + i \cdot \cos I \cdot \cos(D - \theta)]^2}$$

onde I é a inclinação magnética e D , a declinação magnética.

O - Densidade Aparente este filtro assume que um campo gravimétrico observado pode ser explicado por um modelo de camada simples com espessura fixa e densidade variante. É um modelo inadequado na maioria dos casos (GEOSOFT 1994):

$$L(r) = \frac{r}{2\pi G(1 - e^{-r})}$$

onde, G é a constante gravitacional e t é a espessura em metros do modelo de camada.

P - Susceptibilidade Aparente é um filtro composto que reduz ao polo, faz a continuação descendente até a fonte, corrige o efeito geométrico de um modelo prismático vertical com seção quadrada (premissa do filtro) e divide pelo campo magnético total para resultar na susceptibilidade:

$$L(k, \theta) = \frac{1}{2\pi F \cdot H(r) \cdot \Gamma(\theta) \cdot K(r, \theta)}$$

onde:

$H(r) = e^{-hr}$ é a continuação descendente até h ;

$\Gamma(\theta) = \sin I_a + i \cos I \cdot \cos(D - \theta)$ é o inverso da redução ao polo;

$K(r, \theta) = \left(\frac{\sin(\arccos \theta)}{\arccos \theta} \right)^2$ é fator geométrico de um prisma vertical de dimensões $a \times a \times \infty$;

I é a inclinação geomagnética;

I_a é a inclinação de amplitude da redução ao polo;

D é a declinação geomagnética; e

F é a força do campo magnético total.

O filtro exige que o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) tenha sido removido, ou seja, que se trate de um campo anômalo, e que, supostamente, não haja magnetização remanescente ou que ela seja conhecida e supõe que toda a resposta magnética seja gerada por um conjunto de prismas verticais de seção quadrada e profundidade infinita. A validade dos resultados está naturalmente sujeita ao quão bem o campo observado se ajusta a essas suposições (GEOSOFT 1994).

Q – Filtro de Amplitude O filtro de amplitude consiste na eliminação de faixas ou intervalos de amplitude dos dados.

$$L(x,y) = z, \text{ se } z_0 \leq z \leq z_1$$

4.4.2 ANOMALIAS PSEUDO-GRAVIMÉTRICAS E PSEUDO-MAGNÉTICAS

Como o potencial gravimétrico é um potencial Newtoniano, U , então sua relação com o potencial magnético V pode ser assim escrita:

$$V(P) = -\frac{1}{\gamma} \frac{M}{\rho} \hat{m} \cdot \nabla_P U = -\frac{1}{\gamma} \frac{M}{\rho} g_m \quad (4.15)$$

que é a relação de Poisson, onde $V(P)$ é o potencial magnético no ponto P , \hat{m} é a direção de magnetização, ρ é a densidade, M é a intensidade de magnetização, $\nabla_P U$ é o gradiente em P do potencial gravitacional, γ é a constante de atração gravitacional e g_m é a componente do campo gravitacional na direção de magnetização \hat{m} (Gerkens 1989; Blakely 1996).

A relação acima pode ser considerada como uma equação diferencial parcial e foi usada por Eötvös para deduzir as relações entre as três componentes da anomalia magnética e os valores de medida em uma balança de torção (Baranov 1957). Todavia, a relação entre os dois potenciais U e V não fornece as verdadeiras densidades e susceptibilidades, respectivamente. Apenas as massas magnetizadas contribuem para o potencial U e vice-versa. As rochas não magnetizadas não aparecem. Então, se as anomalias deduzidas de U não são verdadeiramente gravimétricas, o que elas são? Permanecem sendo anomalias magnéticas, só que computadas em relação a uma componente vertical da magnetização. Por isso, segundo Baranov (1957), elas são chamadas *anomalias pseudo-gravimétricas* e podem ser calculadas por

$$g(0) = -\frac{1}{2\pi} \int \int_{\pi} T(\rho, \omega) \Omega_2(\omega) d\rho \cdot d\omega$$

onde,

$$\Omega_2(\omega) = \frac{(\lambda^2 - \mu^2) + \lambda^3 \cos \omega}{(1 + \lambda \cos \omega)^2};$$

T é o campo total da anomalia;

$$\mu = \sin I;$$

$$\lambda = \cos I;$$

I é a inclinação do campo normal;

ρ e ω são coordenadas polares.

A transformação pseudo-gravimétrica é entendida e obtida mais facilmente no domínio de Fourier. Assumindo que a razão ρ/M é constante em cada ponto, a transformada de Fourier da Equação (4.14) é dada por

$$F[g_m] = -\frac{\gamma \cdot \rho}{C_m \cdot M} F[V]$$

e, segundo o desenvolvimento encontrado em Blakely (1996), a relação entre pseudo-gravidade e potencial magnético é

$$F[g_{psg}] = \frac{B}{\Theta_m} F[V]$$

onde B é uma constante e Θ_m é uma função complexa que depende da orientação de um dipolo. Em particular, a anomalia pseudo-gravimétrica de uma fonte magnética é proporcional ao potencial magnético da mesma fonte com magnetização vertical.

É recomendada a redução ao polo antes da aplicação desse filtro pelas seguintes razões (Baranov 1957): 1) a interpretação é mais imediata; 2) a comparação dos resultados com mapas geológicos é muito mais fácil, evitando o efeito das diferentes inclinações no campo medido; 3) o resultado pode ser comparado com o mapa Bouguer melhor do que o mapa aeromagnético propriamente dito; 4) as anomalias pseudo-gravimétricas não dependem da inclinação do campo normal nem da orientação das estruturas tectônicas, o que simplifica a interpretação quantitativa, como a estimativa de profundidades; e 5) torna mais simples a estimativa de anomalias pseudo-gravimétricas teóricas do que anomalias magnéticas.

Gunn (1975) sugere que, além da redução ao polo, seja aplicado um filtro de resposta inversa como o fator I da equação (4.10), que fará diferença no fator escala $|m_a|/G\rho$ de cada anomalia com magnetização m_a e densidade ρ . A resposta no domínio de Fourier de tal filtro é:

$$L(u, v) = \frac{(u^2 + v^2)}{[jLu + jMv + N(u^2 + v^2)]^{1/2} \cdot [jlu + jmv + n(u^2 + v^2)]^{1/2}},$$

que é semelhante à equação (4.14) e onde os termos são os mesmos definidos para a equação (4.10). Essa transformação se torna mais realística quando a direção de magnetização é constante na área a ser considerada. Caso contrário os resultados são discutíveis.

Para converter o campo gravimétrico na forma de campo *pseudo-magnético*, o filtro terá resposta de frequência $(u^2 + v^2)^{1/2}$. A anomalia terá magnetização vertical, estará no polo norte magnético e o fator escala de cada anomalia com magnetização m_a e densidade ρ será $G\rho/|m_a|$ (Gunn 1975).

4.4.3 GRADIENTE HORIZONTAL

O gradiente horizontal de uma anomalia de campo potencial pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedade física. É dado por

$$h_0(x, y) = \left(\frac{\partial G}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial G}{\partial y} \hat{y} \right) \quad (4.16)$$

e sua magnitude é dada por

$$h(x, y) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]}, \quad (4.17)$$

ou seja, a magnitude do gradiente horizontal é a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais de um campo potencial $G_z(x, y)$ em relação a x e a y . Também pode ser facilmente calculada por convolução, usando relações de diferenças finitas (Blakely 1996). Essa equação pode ser considerada como a amplitude do sinal analítico da anomalia.

O gradiente horizontal tende a revelar picos acima dos limites das fontes causadoras de anomalias. É usado também na estimativa do sinal analítico, no terraceamento e na fase do sinal analítico, técnicas tratadas a seguir.

4.4.4 SINAL ANALÍTICO

O sinal analítico é uma técnica eficiente de determinação de parâmetros geométricos, como localização de limites (geológicos e estruturais) e profundidades de corpos (eg. Nabighian 1972, 1974;

Rao *et al.* 1981; Thompson 1982; Murthy 1985; Blakely & Simpson 1986). Na verdade, não é técnica única, são diversos métodos automáticos ou semi-automáticos baseados no uso de derivadas horizontais e verticais (v. itens 4.4.1.3-G e H) de um campo potencial. A principal vantagem deles é o fato de seu resultado não depender dos parâmetros do campo magnético terrestre e da direção de magnetização da fonte (Roest *et al.*, 1992).

Uma função real $f(t)$ que pode ser escrita como a função complexa $f(t) - iF_{Hi}(t)$, cuja parte real é $f(t)$ e $F_{Hi}(t)$ é transformada de Hilbert e onde a variável independente é o tempo. Essa função complexa é conhecida como sinal analítico (Bracewell 1990).

Para anomalias de campo potencial em 2-D e 3-D, os gradientes horizontal e vertical formam um par de transformadas de Hilbert ou sinais analíticos. Uma das características mais importantes desses gradientes ortogonais é o posicionamento da amplitude do sinal analítico resultante imediatamente acima dos limites da estrutura (Nabighian 1984).

No caso 2-D o sinal analítico tem a seguinte forma (Hsu *et al.* 1996; Debeglia & Corpel 1997):

$$\left(\frac{\partial^n G_h}{\partial h^n}\right)^2 + \left(\frac{\partial^n G_z}{\partial h^n}\right)^2 = (n!)^2 \frac{\alpha^2}{(d^2 + h^2)^{n+1}} \quad (4.18)$$

onde G_h e G_z são os gradientes horizontal e vertical da anomalia de campo potencial; h é a distância no eixo horizontal perpendicular à direção da estrutura; n é um número inteiro e positivo qualquer; d é a profundidade da superfície ao topo da estrutura, supondo-se que a profundidade de sua base seja infinita; α é um parâmetro igual a $2kFc \sin \theta$; k é o contraste de susceptibilidade; F é o campo geomagnético; θ é um ângulo de mergulho; $c = 1 - \cos^2 I \cdot \sin^2 B$ para as anomalias de campo magnético total; i é a inclinação do campo magnético; e B é o ângulo entre o norte magnético e o eixo h .

Para o caso 3-D, o sinal analítico tem a forma:

$$A_0(x, y) = \left(\frac{\partial G}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial G}{\partial y} \hat{y}\right) + i \left(\frac{\partial G}{\partial z} \hat{z}\right) \quad (4.19)$$

e a sua amplitude é dada por

$$|A(x, y)| = \sqrt{(G_x)^2 + (G_y)^2 + (G_z)^2} \quad (4.20)$$

onde G é a anomalia de campo potencial e $G_x = \partial G / \partial x$, $G_y = \partial G / \partial y$ e $G_z = \partial G / \partial z$ (derivada horizontal em X, em Y e derivada vertical, respectivamente). A derivada vertical pode ser obtida de duas formas distintas: 1- no domínio de Fourier e 2- através da transformada de Hilbert do gradiente horizontal (Blakely 1996).

Hsu *et al.* (1996) sugerem o uso de sinal analítico obtido da segunda derivada vertical cuja amplitude é

$$|A_2(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} G_x\right)^2 + \left(\frac{\partial^2}{\partial y^2} G_y\right)^2 + \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} G_z\right)^2} \quad (4.21)$$

Nele a profundidade para os limites dos corpos pode ser obtida pela relação

$$d = \sqrt{2} \cdot \sqrt{\frac{|A_0(x, y)|_{\max}}{|A_2(x, y)|_{\max}}} \quad (4.22)$$

onde, na segunda raiz encontra-se a razão das amplitudes do sinal analítico máximo da equação (4.20) e do sinal analítico máximo de segunda derivada vertical da equação (4.21).

Na Figura 4.4 pode-se observar como o sinal analítico é composto. A partir de uma anomalia de campo potencial são calculadas as derivadas horizontais em X e Y e vertical (Z). A amplitude do sinal analítico é determinada utilizando-se a equação (4.20). A solução do sinal analítico será uma função que mostra as bordas do corpo ou da feição geológica (Nabighian 1972; Roest *et al.* 1992; Hsu *et al.* 1996), usando dados gravimétricos (Marson & Klingele 1993) ou dados magnéticos (Keating & Pilkington 1990; Roest *et al.* 1992; Hsu *et al.* 1996). É um método que pode dispensar a redução ao polo, o que é muito vantajoso a baixas latitudes magnéticas (MacLeod *et al.* 1993).

Debeglia & Corpel (1997) definem a derivada de n -ésima ordem do sinal $A_n(x, y)$ como sendo o sinal analítico da derivada vertical de ordem n de um campo potencial. Segundo os autores, a amplitude desse sinal analítico pode ser expressa em termos da derivada da componente vertical ou da horizontal, i.e.,

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial G_z^n}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G_z^n}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial G_z^n}{\partial z}\right)^2}, \quad (4.23a)$$

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial G_h^n}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G_h^n}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial G_h^n}{\partial z}\right)^2}, \quad (4.23b)$$

usando as mesmas convenções da equação (4.19). Essas equações permitem acessar facilmente as

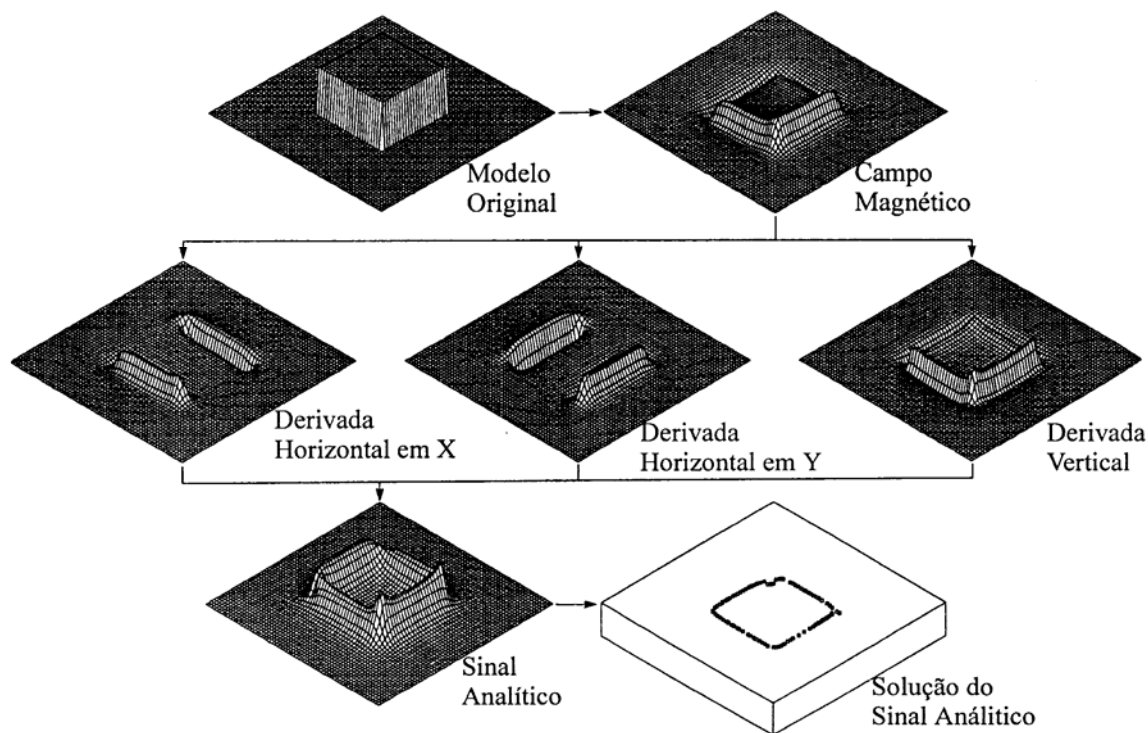


FIGURA 4.4: Esquema do sinal analítico. As derivadas horizontais e vertical são calculadas a partir da anomalia gerada por um prisma de base quadrada e combinadas (equação 4.17) para gerar a amplitude do sinal analítico. Os valores máximos desse sinal podem ser usados para determinar as bordas do corpo e estimar suas profundidades (equação 4.18) (Roest *et al.* 1992; Hsu *et al.* 1996).

amplitudes de sinais analíticos de qualquer ordem, diminuindo significativamente o número das operações, que podem ser observadas em Wang (1986).

Segundo Debeglia & Corpel (1997), a equação (4.23a) é preferida em detrimento da equação (4.23b), pois o cálculo das derivadas de ordem n é mais facilmente feito no domínio de Fourier do que usando diferenças finitas para encontrar o gradiente horizontal e a transformada de Hilbert desse gradiente para encontrar o gradiente vertical. O método generalizado, apresentado por esses autores, permite uma rápida avaliação de localização e também das profundidades das fontes gravimétricas ou magnéticas de maneira automática. Para testar a metodologia, os autores usaram dois tipos de modelo: contato e dique. Os resultados foram bastante satisfatórios.

O uso de sinais analíticos de ordens superiores a dois mostram respostas progressivamente ruidosas, como já observou Wang (1986).

4.4.5 FASE DO SINAL ANALÍTICO

A fase⁵ do sinal analítico é determinada pela relação:

$$\Phi = \arctan\left(\frac{\text{Im}(A_n(x, y))}{\text{Re}(A_n(x, y))}\right), \quad (4.24)$$

onde n é a ordem do sinal analítico, Im e Re são as partes imaginária e real do sinal analítico no domínio de Fourier. Observando a equação (4.19), cuja parte imaginária é representada pela derivada vertical dos dados de campo potencial e cuja parte real é representada pelo gradiente horizontal desses dados [ver também equação (4.16)], pode-se dizer que a fase do sinal analítico é expressa por

$$\Phi(x, y) = \arctan\left(G_z / \sqrt{(G_x)^2 + (G_y)^2}\right). \quad (4.25)$$

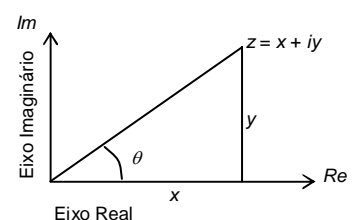
Seguindo o mesmo raciocínio de Debeglia & Corpel (1997) e as convenções para as equações (4.23a), (4.19) e (4.20), a magnitude da fase do sinal analítico de ordem n pode ser expressa por

$$\Phi_n(x, y) = \arctan\left(\left(\frac{\partial G_z^n}{\partial z}\right) / \sqrt{\left(\frac{\partial G_z^n}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G_z^n}{\partial y}\right)^2}\right). \quad (4.26)$$

Partindo do conceito de ângulo de fase³, esse valor representa o mergulho do gradiente da anomalia.

Segundo Thurston & Smith (1997), a fase permite a estimativa do mergulho da fonte causativa e, conseqüentemente, o contraste local de susceptibilidade, em uma extensão da teoria do sinal analítico complexo inicialmente apresentada por Nabighian (1972). A formulação para estimativa desses parâmetros e da profundidade são encontradas em Thurston & Smith (1997). Sua dedução pode partir facilmente da equação (10) de Nabighian (1972).

⁵ Números complexos podem ser representados no *plano complexo*, ou diagrama de Argand. Nesse plano, as abscissas representam a parte real e as ordenadas a parte imaginária. Um número complexo $z = x + iy$ representado nesse plano corresponderá a um ponto com abscissa x e ordenada y . Unindo-se esse ponto à origem do plano teremos o *valor absoluto de z* . **O ângulo formado entre esse valor e as abscissas é chamado de fase, que pode ser expressa por $\theta = \arctan(y/x)$** (Butkov 1968). Esse ângulo representa o mergulho do gradiente da anomalia.



4.4.6 TERRACEAMENTO

A operação de terraceamento parte da premissa de que a curvatura local de um campo potencial medido pode produzir um resultado que revela áreas com limites abruptos e igual propriedade física (Cordell & McCafferty 1989). O operador de terraceamento age nos valores gravimétricos ou magnéticos, incrementando ou diminuindo, tentando aproximar cada anomalia à forma de terraço. Ou seja, o valor de cada ponto é revisto baseado no sinal algébrico da curvatura, isto é, da segunda derivada vertical. São feitos ajustes repetidos até que o efeito de terraço seja observado. Os terraços resultantes podem não refletir densidade ou magnetização, mas podem ajudar na interpretação.

A redução ao polo e/ou a pseudo-gravidade são aconselháveis para o caso de dados magnéticos. Se isso não for feito, pode-se ter terraços distintos para uma mesma anomalia.

4.4.7 SUPERFÍCIE CURIE

A distribuição de temperatura e pressão na litosfera terrestre afeta uma grande variedade de propriedades das rochas e processos físicos. As propriedades magnéticas das rochas são afetadas ao ponto das rochas ficarem desmagnetizadas quando é atingido um certo valor de temperatura. Essa temperatura é conhecida como o *Ponto Curie*. É possível estimar a profundidade do Ponto Curie através de dados magnéticos, com base em certas suposições.

Quando uma temperatura T_C é atingida e ultrapassada, o material perde a magnetização. A temperatura T_C é chamada de *Temperatura Curie*. Cada mineral magnético possui T_C característica, de acordo com sua composição. Para a magnetita pura a Temperatura Curie é de 580°C (Nagata 1961).

Vacquier & Affleck (1941) foram os primeiros a sugerir que a profundidade do Ponto Curie pode ser estimada pela interpretação magnética de modelos prismáticos, seguidos de Searson & Hannaford (1957), Alldredge & Van Voorhis (1961) e Bhattacharyya & Morley (1965).

A determinação espacial de várias profundidades Curie em uma região permite o traçado de um mapa de isoterma Curie ou *Superfície Curie*. O termo *isoterma* é desaconselhável, pois implica em uma mesma Temperatura Curie para a região, o que não é verdade, pois minerais diferentes possuem diferentes temperaturas de desmagnetização e a crosta continental não é uniforme. Por isso, o termo preferível é *superfície* (Blum 1995; Blum & Pires 1995b, 1996).

Uma Superfície Curie pode indicar diversas feições na litosfera, tais como (i) mudança composicional vertical da crosta ou limite entre a crosta média e a inferior (Bulina 1961, Hall 1968, Gasparini *et al.* 1979, Hall *et al.* 1985); (ii) a interface entre a crosta e o manto; (iii) variações laterais de composição da crosta (Arkani-Hamed & Strangway 1985); ou (iv) simplesmente o relevo do embasamento magnético. Cada interpretação depende da complexidade geológica da área estudada, da forma como os dados magnéticos foram coletados (levantamento terrestre, marinho, aéreo ou orbital) e da técnica do tratamento dos dados (Blum 1995; Blum & Pires 1995b, 1996).

Em geral, a determinação da superfície Curie é feita por tentativa-e-erro, cujo resultado é comumente comparado com outro tipo de informação como, por exemplo, dados sísmicos (Hall 1974, Mayhew *et al.* 1982, 1985a, Frey 1985, Schnetzler 1985), anomalias gravimétricas (Mayhew *et al.* 1982, 1985a, Okubo *et al.* 1985), medidas de fluxo térmico (Shuey *et al.* 1973, Gasparini *et al.* 1979, Okubo *et al.* 1985, Tselentis 1991, Agrawal *et al.* 1992) ou medidas da intensidade magnética em rochas expostas (Coles & Currie 1977, Krutikhovskaya & Pashkevich 1977, 1979).

A Tabela 4.2 mostra várias estimativas de profundidade Curie inferidas a partir de anomalias magnéticas em diversas partes do mundo (Mayhew *et al.* 1985b, Shive *et al.* 1992; Blum 1995; Blum & Pires 1996).

TABELA 4.2: Espessura da crosta magnética inferida a partir de anomalias magnéticas.

Localidade	TD	H	Causa Provável	Referências
Alpha Ridge	S	30	Crosta continental cercada por crosta oceânica	Taylor (1983)
Arco das Aleutas	S	7	lasca subductante	Clark <i>et al.</i> (1985)
Arco vulcânico japonês	A	30	cinturão vulcânico-plutônico cretáceo	Segawa & Oshima (1975)
Arizona	A	3-30	Fusão parcial em profundidade no manto superior	Byerly & Stolt (1977)
Bacias do Pacífico e Atlântico	B, S	1	Expansão do assoalho oceânico, decaimento de TRM (magnetização remanescente térmica), crescimento de CRM (magnetização remanescente química) e reversões do campo geomagnético	Raymond & LaBrecque (1987)
Broken Ridge	S	17	alta VRM (magnetização remanescente viscosa) em crosta espessa	Johnson (1985)
Columbia Britânica	A	30-40	isoterma Curie relacionada a subducção	Coles & Currie (1977)
Columbia Britânica	A	24	Efeito do limite oeste do escudo canadense	Coles (1976)
Deccan, Índia	S	40±4	profundidade do Moho	Agrawal <i>et al.</i> (1992)
Escudos báltico e ucraniano	A	40-50	ondulações na base da crosta inferior	Krutikhovskaya & Pashkevich (1977,1979)
EUA contêrminos	S	20-55	Relevo da base da crosta e variações laterais	Schnetzler (1985)
Fatura-Paraná/São Paulo	A	19-33	Megaestruturas no embasamento da Bacia do Paraná	Ferreira <i>et al.</i> (1996)
Fennoscandia	C	35	ondulações da isoterma Curie	Elming & Törne (1976)
Grécia	A	10-20	Arco vulcânico helênico e litosfera africana	Tselentis (1991)
Índia	S	38-68	Heterogeneidades no manto superior em larga escala	Negi <i>et al.</i> (1987)
Kentucky	A, S	40	Complexo máfico intrusivo atravessando a crosta	Mayhew <i>et al.</i> (1982 1985a)
Kyushu, Japão	A	6,5-12	fontes termais	Okubo <i>et al.</i> (1985)
Lord Howe Rise	S	2	crosta inferior alterada	Frey (1985)
Manitoba e Ontario	A	40	estrutura na crosta inferior	Hall (1974)
Nevada	A	5-30	zona de rift ativo	Blakely (1988)
Noroeste da Alemanha	A	Várias	relevo do topo da crosta inferior	Hahn <i>et al.</i> (1976)
Norte da Califórnia	A	8-12	rochas antigas e possível intrusão	Xia (1986)
Oregon	A	6-14	Ocorrência de corpos com dimensões horizontais	Connard <i>et al.</i> (1983)
Pacífico Oeste	B	>15	ondulações da crosta	LaBrecque <i>et al.</i> (1985)
Porção Sul do Brasil	A	15-24	Variações na espessura da crosta e possível pluma fóssil	Rocha <i>et al.</i> (1997a, 1997b); Rocha(1998)
Região central de Goiás	A	12-38	elementos estruturais e variação lateral de composição na PET	Blum (1995); Blum & Pires (1995b, 1995c, 1995d, 1996)
República Centro-Africana	S, A	35	plutões máficos	Regan & Marsh (1982)
Serra dos Carajás, Pará	A	15-28	Estrutura em flor do sistema transcorrente de Carajás	Blum & Pires (1997)
Sudeste de Minas Gerais	A	22-27	variação vertical na composição da crosta	Gasparini <i>et al.</i> (1979)
Sudeste dos EUA	S	45	Variações composicionais da crosta inferior	Ruder & Alexander (1986)
Suécia	A	10-23	complexo granítico anorogênico	Riddihough (1972)
Territórios do Noroeste	A	16	rochas vulcânicas precambrianas	Coles (1976)
Uinta Basin	A	15-31	base da crosta magnética	Shuey <i>et al.</i> (1977)
Utah	A	20-35	ondulações da isoterma Curie	Shuey <i>et al.</i> (1973)
Utah High Plateaus	A	16-20	base da crosta magnética	Shuey <i>et al.</i> (1977)
Yellowstone National Park	A	11-12,5	isoterma Curie	Bhattacharyya & Leu (1975)
Yellowstone National Park	A	7-17	base da crosta magnética	Shuey <i>et al.</i> (1977)

TD: tipo de dados [A (aeromagnéticos), B (magnéticos marinhos), C - magnéticos terrestres, S - satélite magnético]; H: Profundidade Curie estimada (km).

O modelo matemático aqui utilizado é baseado no fato de que o campo magnético anômalo medido é semelhante àquele gerado por uma distribuição uniforme de corpos prismáticos. Esses corpos são retangulares, de profundidade infinita e supostamente com magnetização constante. A forma prismática retangular é freqüentemente usada para simular o efeito magnético de uma simples anomalia e é utilizada por Spector & Grant (1970) para estimar o efeito de um conjunto de anomalias que podem representar diversas unidades geológicas. Esses autores também desenvolveram conceitos

estatísticos para a interpretação de dados aeromagnéticos, onde parâmetros tais como dimensões horizontais e espessura de corpos são obtidos por meio da forma observada em espectro radial e onde as propriedades de um conjunto de prismas são representadas pelas estimativas de suas médias.

A forma do espectro de um conjunto de prismas no domínio de Fourier é expressa por (Okubo *et al.* 1985):

$$F(s, \psi) = 2\pi JA [N + i(L \cos \psi + M \sin \psi)] \cdot [n + i(l \cos \psi + m \sin \psi)] \cdot \text{sinc}(\pi sa \cos \psi) \cdot \text{sinc}(\pi sb \sin \psi) \cdot e^{-2\pi i s (x_0 \cos \psi + y_0 \sin \psi)} \cdot [e^{-2\pi s z_t} - e^{-2\pi s z_b}] \quad (4.27)$$

onde,

- J : Magnetização por unidade de volume
- A : Média da área de seção cruzada dos corpos
- L, M, N : Cossenos diretores do campo geomagnético
- l, m, n : Cossenos diretores médios dos vetores magnetização
- a e b : Dimensões médias X e Y do corpo
- x_0 e y_0 : Média das localizações X e Y do centro do corpo
- z_t e z_b : Média das profundidades do topo e da base dos corpos

e onde,

$$\text{sinc}(x) = \frac{\text{sen}(x)}{x},$$

$$s = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (\text{comprimento do vetor frequência}),$$

$$\psi = \cot(u/v) \quad (\text{direção do vetor frequência no plano } u, v),$$

$$u, v \quad (\text{frequências espaciais nas direções X e Y, respectivamente}).$$

Nesse espectro podemos observar a exigência do cálculo simultâneo das profundidades da base e do topo dos corpos prismáticos e não existe intervalo de comprimento de onda em que domine o sinal da base ou do topo. Os termos envolvendo z_t e z_b podem ser arranjados em uma função seno hiperbólico de z_t, z_b e mais um termo central, z_0 . Dessa forma, aparecem intervalos de comprimento de onda distintos onde dominam o sinal do centro ou o sinal do topo, de forma que a profundidade da base pode ser estimada, como veremos a seguir.

A – Profundidade da Base A estimativa da profundidade da base dos corpos é feita em dois passos (Okubo *et al.* 1985): (i) encontrar a profundidade média do centro dos corpos, z_0 e (ii) determinar a profundidade média do topo, z_t . A profundidade média da base do corpo (profundidade Curie estimada) pode ser calculada por:

$$z_b = 2z_0 - z_t \quad (4.28)$$

B – Profundidade do Centro Para estimar a profundidade média do centro dos corpos, considera-se que, para grandes comprimentos de onda, os termos envolvendo os parâmetros do corpo (a, b e $z_b - z_t$) podem ser substituídos por seus termos diretores na equação (4.27) e o espectro passa a ter a seguinte forma:

$$F(s, \psi) = 4\pi^2 VJs [N + i(L \cos \psi + M \sin \psi)] \cdot [n + i(l \cos \psi + m \sin \psi)] \cdot e^{-2\pi i s (x_0 \cos \psi + y_0 \sin \psi)} \cdot e^{-2\pi s z_0} \quad (4.29)$$

onde V é o volume médio do corpo. Essa equação pode ser reconhecida como o espectro de um dipolo. Portanto, em frequências muito baixas, a equação representa uma distribuição aleatória de dipolos pontuais (Okubo *et al.* 1985). Por mínimos quadrados, a profundidade do centro do corpo pode ser estimada pelo método de Spector & Grant (1970) e Shuey *et al.* (1977), preferido por Okubo *et al.* (1985), em detrimento do método de Bhattacharyya & Leu (1975, 1977) que produz resultados erráticos e de difícil interpretação.

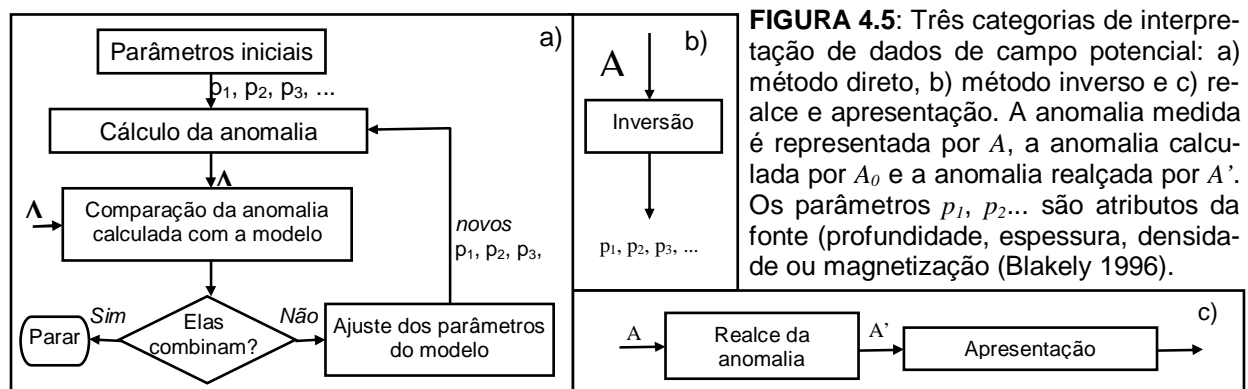
C – Profundidade do Topo Para comprimentos de onda mais curtos, o espectro é dominado pelo sinal do topo dos corpos, permitindo obter a profundidade média do topo destes. Isso é possível se consideramos que, na equação (4.27) os termos que envolvem as dimensões horizontais do corpo (a e b) tendem à unidade e o termo que envolve z_b se aproxima de zero. Essas aproximações só fazem sentido se a dimensão vertical do corpo for muito maior do que as horizontais. O espectro, então, se reduz a:

$$F(s, \psi) = 2\pi JA [N + i(L \cos \psi + M \sin \psi)] \cdot [n + i(l \cos \psi + m \sin \psi)] \cdot e^{-2\pi i s (x_0 \cos \psi + y_0 \sin \psi)} \cdot e^{-2\pi s z_t} \quad (4.30)$$

Essa equação representa, de fato, o espectro de um monopolo (Okubo *et al.* 1985) e suas semelhanças com a equação (4.29) levam novamente ao uso do método de Spector & Grant (1970) e Shuey *et al.* (1977) para estimar a profundidade do topo. Tendo as profundidades do topo e do centro do corpo estimadas, resta usar a equação (4.28) para a encontrar a profundidade da base: Profundidade Curie.

4.4.8 MODELAGEM E INVERSÃO DE DADOS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS

Muitas técnicas de interpretação podem ser divididas em três categorias: método direto, método inverso e o realce e apresentação dos dados⁶ (Figura 4.5). Cada categoria tem o mesmo objetivo: dar uma idéia da distribuição espacial das fontes gravimétricas e magnéticas. Entretanto, elas se aproximam do objetivo com processos lógicos muito diferentes (Blakely 1996).



4.4.8.1 MÉTODO DIRETO / INTERATIVO

Um modelo inicial é construído para o corpo fonte baseado em intuição geológica ou geofísica. A anomalia do modelo é calculada e comparada com a anomalia observada. Os parâmetros do

⁶ Esta última já foi tratada nos tópicos anteriores.

modelo, tais como as dimensões horizontais e vertical e densidade ou susceptibilidade, são ajustadas de tal forma que se aproximem da anomalia observada. Esses passos são repetidos até que as anomalias observada e modelo sejam suficientemente parecidas (Blakely 1996).

A – O Caso em Três Dimensões A modelagem em três dimensões pode ser feita de diversas maneiras.

- **Conjunto de Prismas Retangulares** O uso de um conjunto de prismas retangulares é uma maneira simples (porém não muito prática) de se aproximar um corpo com um certo volume e massa. Se o prisma for pequeno o suficiente, sua densidade pode ser considerada constante. Assim, pelo princípio da superposição⁷, a anomalia gravitacional de um corpo pode ser descrita por

$$g_m = \sum_{n=1}^N \rho_n \psi_{mn} \quad (4.31)$$

onde g_m é a atração vertical no m -ésimo ponto de observação, ρ_n é a densidade da parte n e ψ_{mn} é a atração em um ponto m devido a parte n com densidade constante. Uma maneira de calcular ψ_{mn} é encontrada em Plouff (1976).

Para o campo magnético, Bhattacharyya (1964) fornece uma equação em que cada prisma é orientado paralelo aos eixos x , y e z , sua magnetização é dada por

$$\mathbf{J} = J(\hat{i}L + \hat{j}M + \hat{k}N),$$

e as dimensões são dadas por $x_1 \leq x \leq x_2$, $y_1 \leq y \leq y_2$ e $z_1 \leq z < \infty$. Se a anomalia devida ao prisma é observada em um campo regional com direção paralela a $\hat{F} = (l, m, n)$, então a anomalia de campo total observada na origem é dada por

$$\begin{aligned} \Delta T = C_m J & \left[\frac{\alpha_{23}}{2} \log\left(\frac{r-x'}{r+x'}\right) + \frac{\alpha_{13}}{2} \log\left(\frac{r-y'}{r+y'}\right) - \alpha_{13} \log(r+z_1) \right. \\ & - Ll \arctan\left(\frac{x'y'}{x'^2 + rz_1 + z_1^2}\right) - Mm \arctan\left(\frac{x'y'}{r^2 + rz_1 + x'^2}\right) \\ & \left. + Nn \arctan\left(\frac{x'y'}{rz_1}\right) \right] \Bigg|_{x'=x_1}^{x'=x_2} \Bigg|_{y'=y_1}^{y'=y_2}, \quad (4.32) \end{aligned}$$

onde

$$\begin{aligned} \alpha_{12} &= Lm + Ml, \\ \alpha_{13} &= Ln + Nl, \\ \alpha_{23} &= Mn + Nm, \\ r^2 &= x'^2 + y'^2 + z_1^2. \end{aligned}$$

Essa equação fornece a anomalia de campo total devida a um prisma com topo em z_t e base no infinito. É estimada duas vezes, uma para $z_t = z_i$ e $J = J_0$ e outra para $z_t = z_b$ e $J = -J_0$. Daí, pelo princípio da superposição⁵, a soma das duas estimativas dará o campo magnético de um prisma com magnetização J_0 , topo em z_t e base em z_b (Blakely 1996).

⁷ O potencial gravitacional obedece ao **princípio de superposição**: O potencial gravitacional de um conjunto de massas é a soma das atrações das massas individuais (v. seção 3.2 de Blakely 1996).

- **Pilha de Lâminas** Talwani & Ewing (1960) descrevem um método prático de modelamento. A técnica consiste em aproximar um corpo por uma pilha de lâminas infinitamente finas. A forma de cada lâmina é aproximada por um polígono. Anomalias gravimétricas medidas sobre corpos de formato desconhecido podem ser modeladas por tentativa-e-erro ajustando densidade e vértices de polígono. Se as anomalias são causadas por feições topográficas ou batimétricas conhecidas, o processo de tentativa-e-erro é bastante simplificado e esse método pode ser usado na correção de terreno. Talwani (1965) sugere método análogo para dados magnéticos. Plouff (1976) foi mais além com esse método. Usou camadas com espessuras finitas, lados verticais e superfícies de topo e base aproximadas por polígonos.

- **Dipolos** Um corpo magnético tridimensional pode ser aproximado por um conjunto de elementos menores. Esses elementos podem ser dipolos magnéticos e, como no caso dos prismas retangulares, é um dos métodos mais simples. O método consiste em assumir que cada elemento do conjunto representa um dipolo a uma certa distância. Somando os efeitos de cada dipolo teremos o efeito total do campo. O momento dipolo de cada elemento é dado pelo produto de sua magnetização e seu volume (Blakely 1996).

- **Poliedros** Como é bem demonstrado em Blakely (1996, seção 9.3.1), se a magnetização de um corpo é uniforme, este pode ser modelado pela carga magnética na superfície do corpo. Muitos autores, entre eles Bott (1963), exploraram essa simplificação desenvolvendo métodos que aproximam a forma do corpo por uma superfície composta por facetas poligonais com três ou mais vértices. A descrição e dedução desses métodos, mais especificamente de Bott (1963) e Hansen & Wang (1988), é encontrada em Blakely (1996).

B – O Caso em Duas Dimensões Estruturas geológicas são freqüentemente mais compridas do que largas. Falhas, zonas de fraturas, diques e alguns contatos, por exemplo, estão geralmente orientados em uma direção horizontal particular e as anomalias gravimétrica e magnética que elas produzem são similarmente lineares. Se as anomalias são suficientemente *lineares*, pode-se considerar que as fontes gravimétricas ou magnéticas têm sua propriedade invariante ao longo de seu comprimento e que, portanto, são *bidimensionais*, em teoria (Blakely 1996).

Fontes bidimensionais são fáceis de serem conceituadas e consideravelmente mais fáceis de serem modeladas do que as tridimensionais, dependendo da situação geológica. Uma maneira muito vantajosa de se aproximar às situações geológicas é representar a forma dos corpos bidimensionais por polígonos simples. Talwani *et al.* (1959) e Talwani (1965) apresentaram esse método sob a forma de algoritmos computacionais para dados gravimétricos e magnéticos, respectivamente.

A atração gravitacional devida a um corpo bidimensional, usando a derivação de Talwani *et al.* (1959), muito bem deduzida em Blakely (1996), é dada por

$$g = 2\gamma\rho \sum_{n=1}^N \frac{\beta_n}{1 + \alpha_n^2} \left[\log \frac{r_{n+1}}{r_n} - \alpha_n (\theta_{n+1} - \theta_n) \right] \quad (4.33)$$

onde,

N é o número de vértices do polígono que representa o corpo;

ρ é a densidade em kg/m^3 ;

γ é a constante de atração gravitacional;

$$\beta_n = x_n - \alpha_n z_n;$$

$$\alpha_n = \frac{x_{n+1} - x_n}{z_{n+1} - z_n};$$

r_n é a distância da origem a cada vértice do polígono;

θ_n é o ângulo entre a reta que une a origem a cada vértice e a horizontal;

x_n é a distância horizontal da origem a cada vértice; e

z_n é a profundidade a cada vértice.

Para o caso de anomalia de campo magnético total, a equação, cuja dedução pode ser encontrada em Blakely (1996), é reduzida a

$$\Delta T = \sum_{l=1}^N (\hat{F}_x B_{lx} + \hat{F}_z B_{lz}) \quad (4.34)$$

onde \hat{F}_x e \hat{F}_z são as componentes x e z do campo magnético ambiente não perturbado, B_{lx} e B_{lz} são as componentes x e z da atração magnética B de um polígono com N lados l .

4.4.8.2 MÉTODO INVERSO

Neste método um ou mais parâmetros da fonte são calculados automática e diretamente da anomalia observada. Intuitivamente, quanto maior o número de observações, mais precisamente serão obtidos os valores dos parâmetros.

Os problemas inversos mais simples são aqueles em que os modelos podem ser representados por uma função *linear*, que é a base da teoria de inversão formal. Esses problemas podem resolvidos por uma das técnicas do método direto e pode-se dividir o corpo do modelo em compartimentos menores e, assim, usar métodos de quadrados mínimos para achar a densidade ou magnetização de cada compartimento (ver Blakely 1996 para detalhes).

Os campos potenciais não são funções lineares de, por exemplo, profundidade, espessura ou forma da fonte. Todos esses parâmetros estão contidos na anomalia do campo em um ponto e seus limites de integração dependem do volume R na *equação de Fredholm*:

$$f(P) = \int_R s(Q) \psi(P, Q) dv \quad (4.35)$$

onde $f(P)$ é o campo potencial em P , $s(Q)$ descreve a quantidade física (densidade e magnetização) em Q e $\psi(P, Q)$ é uma função que depende das localizações geométricas dos pontos de observação P e fonte Q . Os métodos inversos que tentam estimar esses parâmetros não lineares são chamados de métodos *não lineares*. Todavia, a maioria dos métodos não lineares pode ser simplificada e tratada como lineares se expandidos em séries de Taylor, por exemplo (Blakely 1996).

Dentre as dificuldades inerentes à resolução dos problemas inversos, a ambigüidade é a mais séria, isto é, pode-se construir mais de um modelo consistente com os dados, ou seja, pode-se obter mais de uma resposta para o mesmo efeito. Todos os métodos geofísicos fornecem resultados ambíguos (Luiz & Silva 1995). A ambigüidade é muito bem ilustrada em Luiz & Silva (1995, p.101) e Reynolds (1997, p.71). Outro tipo de ambigüidade ocorre quando o intervalo entre as medidas é inadequado ou o comprimento dos perfis de medida é insuficiente em relação ao número de parâmetros e ao número de dados: a solução do problema inverso é, também, ambígua. A esses tipos de ambigüidade a natureza acrescenta mais um: a variação das condições geológicas pode produzir

distribuições de propriedades equivalentes. Por exemplo, as anomalias obtidas com os métodos elétricos e eletromagnéticos sobre zonas ricas em pirita e grafita são semelhantes às anomalias de sulfetos de cobre (Luiz & Silva 1995).

Para reduzir o efeito de ambigüidade, o uso de outras informações é bem vinda: integração. O resultado dessa integração corresponderá aos modelos que satisfazem igualmente um conjunto de métodos geofísicos e um ambiente geológico considerado. Na verdade, a integração de resultados permite uma redução no número de soluções. Portanto, permite a obtenção de um conjunto de informações mais próximo da realidade do que a simples soma de cada conjunto de resultados independentemente. Esse é um fenômeno conhecido como sinergismo. Os resultados dessa integração não são conclusivos, mas são hipotéticos, e podem ser testados. Eles não indicam, por si só, o modelo correto, mas permitem rejeitar aqueles que lhes são incompatíveis (Luiz & Silva 1995).

4.4.9 TÉCNICAS DE TRATAMENTO DE DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS

A radiação gama (γ) detectada próxima à superfície terrestre resulta da desintegração de elementos radioativos. A desintegração é decorrente da instabilidade do núcleo do átomo radioativo que libera energia pela emissão de partículas alfa (α), beta (β) e radiação gama. As partículas alfa e beta equivalem a núcleos de hélio e a elétrons, respectivamente. Ao emitir essas partículas, o núcleo pode permanecer ainda num estado excitado, com a energia restante sendo liberada sob a forma de raios gama. Somado às emissões alfa, beta e gama, existe um outro tipo de transmutação, denominado de captura k , onde o raio gama é emitido quando um elétron do orbital k entra no núcleo (Telford *et al.* 1990).

As principais fontes de radiação gama provêm da desintegração do Potássio 40 (^{40}K), Urânio 238 (^{238}U) e Tório 232 (^{232}Th). A radioatividade total é obtida através da medida de todos os raios gama que entram no gamaespectrômetro dentro da janela energética estabelecida para a contagem total (Grasty *et al.* 1985).

A janela do potássio monitora os raios gama emitidos com energias centradas em 1,46 MeV⁸ pelo ^{40}K . Como o ^{40}K ocorre como uma porção fixa do K no ambiente natural, o fluxo de raios gama a partir do ^{40}K pode ser usado para estimar a quantidade total de K presente. O U ocorre naturalmente como os isótopos ^{238}U e ^{235}U , que dão origem a séries de decaimento radioativo. O Th ocorre como o isótopo ^{232}Th , que também dá origem a série de decaimento radioativo. Nem o urânio nem o tório emitem raios gama e as emissões de seus isótopos radioativos filhos podem ser usadas para estimar as concentrações. Esses isótopos podem ser o ^{214}Bi e o ^{208}Tl , usados para estimar as concentrações de U e Th com energias centradas, respectivamente, em 1,76 e 2,615 MeV. Essas estimativas são baseadas no equilíbrio das séries de decaimento do U e Th. Enquanto o Th raramente ocorre fora do equilíbrio na natureza, o desequilíbrio na série do U é comum. As estimativas de U e Th são comumente chamadas na literatura de *urânio equivalente* e *tório equivalente* por serem baseados nas condições de equilíbrio da fonte (Grasty *et al.* 1997; Gunn 1998).

Os dados de espectrometria gama são coletados, em geral, simultaneamente com os dados de magnetometria aérea. A base física de como o decaimento radioativo de certos elementos que ocorrem na natureza produz raios gama é muito bem descrita por Minty (1997). Metodologias de medição, calibragem e processamento podem ser encontradas em Minty *et al.* (1997).

⁸ MeV – milhões de elétron-volts. 1 MeV = $1,6 * 10^{-13}$ J = $1,6 * 10^{-6}$ erg.

4.4.9.1 RESPOSTAS ESPECTROMÉTRICAS DOS MATERIAIS

É importante que se tenha em mente que, apesar de ser evidente que cada tipo rochoso responde de forma diferente na emissão de raios gama (Figura-4.6), uma rocha que sofreu intemperismo ou o material que foi transportado cria um novo conjunto de respostas.

A rocha sã exposta reflete as concentrações de K, Th e U de seus constituintes quando se mede a emissão de raios gama. O potássio corresponde a cerca de 2,3% da crosta terrestre e a maioria desse potássio vem de feldspatos e micas, principalmente de rochas félsicas. O urânio tem uma concentração média de 2,5 ppm na crosta e ocorre como óxidos de U e em silicatos. Os minerais com U (ex. zircão) tendem a aparecer em pegmatitos, sienitos, carbonatitos, granitos e alguns folhelhos. Como o U, o tório é um constituinte menor na crosta com uma concentração média de 9 ppm, ocorre em minerais como alanita, monazita, xenotima e zircão. Tanto o Th como o U ocorrem como traços nas rochas e suas concentrações geralmente são maiores quando o conteúdo de K e sílica é maior (Figura-4.6). Como o U tem maior mobilidade em condições de oxidação a baixa temperatura do que o K e o Th, rochas formadas como resultado do processo de intemperismo terão assinaturas específicas dos últimos rádio-elementos. Arenitos e quartzitos tendem a ter composições com Th elevado, enquanto arcóseos, grauvacas e folhelhos apresentam as concentrações das rochas fontes. Calcários podem ter certo enriquecimento em U (Dickson & Scott 1997; Gunn 1998).

O intemperismo pode afetar a quantidade de radioelementos nas rocha de maneira química ou física. Os efeitos do intemperismo químico dependem primordialmente das características de acidez e salinidade da água, desde que essas características sejam suficientes para remover e reprecipitar os rádio-elementos. Por isso, é importante distinguir os produtos de intemperismo *in situ*, que substituem a porção superior da rocha-mãe, dos produtos de intemperismo por transporte (físico), que envolve a mobilização do material de intemperismo químico. Ambos têm propriedades radiométricas distintas (Gunn 1998).

Com o intemperismo *in situ*, os minerais hospedeiros do K são destruídos pelo lixiviamento desse elemento que pode ser incorporado por minerais de argila formados no processo. O transporte, se for o caso, se dá a partir desses argilo-minerais (Dickson & Scott 1997).

O U pode formar minerais solúveis ocorrendo a diminuição da concentração do elemento. Alguns minerais de U são insolúveis e tendem a não migrar, exceto no caso de serem transportados. No entanto, pode haver absorção por argilas e precipitação em associação com óxidos de Fe e carbonatos aumentando a concentração do U próximo à superfície ou nos locais de deposição do material transportado (Dickson & Scott 1997).

Os compostos de Th geralmente têm baixa solubilidade sendo, portanto, estáveis durante o intemperismo (exceto em soluções ácidas). O Th que for liberado durante o intemperismo pode acumular em argilas e em óxidos de Fe ou Ti *in situ* ou em local de deposição (Dickson & Scott 1997).

Outros fatores que influenciam nas medidas de radiação gama são: a cobertura de solo (35 cm de solo são suficientes para absorver cerca de 95% da radiação); a umidade (a água fresca é não-radioativa, sua presença pode levar a contagem a zero); a cobertura vegetal (faz decrescer as contagens de U e Th e pode contribuir na redução de até 15% do K por ser passível de absorção pelas plantas); a topografia; erros nas determinações das concentrações dos radioelementos no solo, efeitos direcionais (quando a janela do detetor não é paralela à superfície), o gás radônio (^{222}Rn ; é produto do decaimento do U) e contaminação com lixo nuclear (Grasty *et al.* 1997; Gunn 1998).

Grandes concentrações dos radioelementos podem ser encontradas em depósitos minerais. O urânio ocorre em concentrações econômicas em diferentes tipos de depósito e é lógico que, se houver contagem alta de U, muito provavelmente teremos um depósito (Gunn 1998).

Depósitos de sulfeto maciço exalativo podem exibir alteração potássica e contagens altas de K podem ser usadas na identificação desse tipo de depósito (Gunn & Dentith 1997).

Em depósitos tipo cobre-ouro pórfiro e depósitos de ouro epitermal essa alteração também é observada e a presença de uma intrusão pode mascarar o depósito. Nesse caso, o uso da razão Th/K pode dar uma indicação melhor, já que o Th não é incrementado no processo de mineralização (Dickson & Scott 1997; Gunn 1998).

Depósitos de óxidos de Fe (Cu-U-Au-ETR) podem dar fortes anomalias gravimétricas e magnéticas e podem ser esperadas anomalias de U associadas a contagens elevadas de K devido a alteração potássica (Gunn 1998).

Carbonatitos, que podem conter Cu, Fe, Nb, fosfato e minerais de Terras Raras, são tipicamente identificados por anomalias magnéticas circulares e concêntricas e geralmente são enriquecidos em U e Th, o que melhor os caracteriza (Gunn 1998).

Mineralizações de W-Sn-F e W-Mo-Cu tipo skarn nos granitos são difíceis de serem identificadas somente pela espectrometria gama. Segundo Webster (1984), as mineralizações de W-Sn-F podem ser identificados por altas concentrações de urânio. Todavia, granitos associados às mineralizações de W-Mo-Cu parecem não ter relação com U elevado.

Areias monazíticas geralmente são identificadas quando expostas e quando apresentam anomalias de Th (Gunn 1998).

A Figura-4.6 mostra a variação de K, U e Th pela média de seu conteúdo em rochas ígneas com o acréscimo de sílica (Dickson & Scott 1997). É apresentada uma composição em falsa cor do tipo CMY invertido (simulação de RGB; v. item 4.3) com os dados dos autores como fundo da figura. O objetivo de tal composição foi o de aproximar a possível cor de cada rocha em uma imagem ternária de dados gamaespectrométricos. O triângulo K-U-Th na parte superior esquerda da figura tem a função de representar a proporção dos radioelementos na rocha por uma cor.

4.4.9.2 INTERPRETAÇÕES

Dentre as técnicas de tratamento interpretativo de dados de espectrometria gama, estão incluídas as analíticas como: a análise qualitativa de mapas e imagens individualmente tratadas de K, Th, U, contagem total e razões U/Th, U/K e Th/K; imagens ternárias RGB ou CMY; perfis, blocos diagrama e imagens superpostas (Killeen 1979; Dickson & Scott 1997; Gunn 1998). Técnicas mais recentes utilizam o tratamento estatístico dos dados como o índice de favorabilidade para urânio e o potássio anômalo.

A – Índice de Favorabilidade para Urânio Saunders & Potts (1978) compararam histogramas de vários tipos (razão U/Th, por exemplo) e chegaram à conclusão de que os valores de mediana dos parâmetros gamaespectrométricos para cada unidade geológica poderiam ser usados como um guia para identificar províncias uraníferas ou pelo menos onde a abundância superficial de urânio é alta. Eles descobriram que alguns parâmetros decrescem com o aumento da potencialidade de U: as médias das razões U/Th e U/K, a razão da média de U sobre a média de Th e a razão da média de U sobre o valor de K. Então, os autores chegaram à seguinte equação para o índice de favorabilidade para urânio:

$$U_1 = \frac{(M(U) + M(Th) + M(K)) \cdot RSD(U) \cdot RSD(U/Th) \cdot RSD(U/K)}{M(U/Th) \cdot M(U/K)} \quad (4.36)$$

onde M denota a média dos valores e RSD o desvio padrão relativo (desvio padrão/média).

A definição do índice para uma região é um problema complexo. Fatores como a geologia e o tipo de depósito são importantes (Saunders & Potts 1978; Killeen 1979).

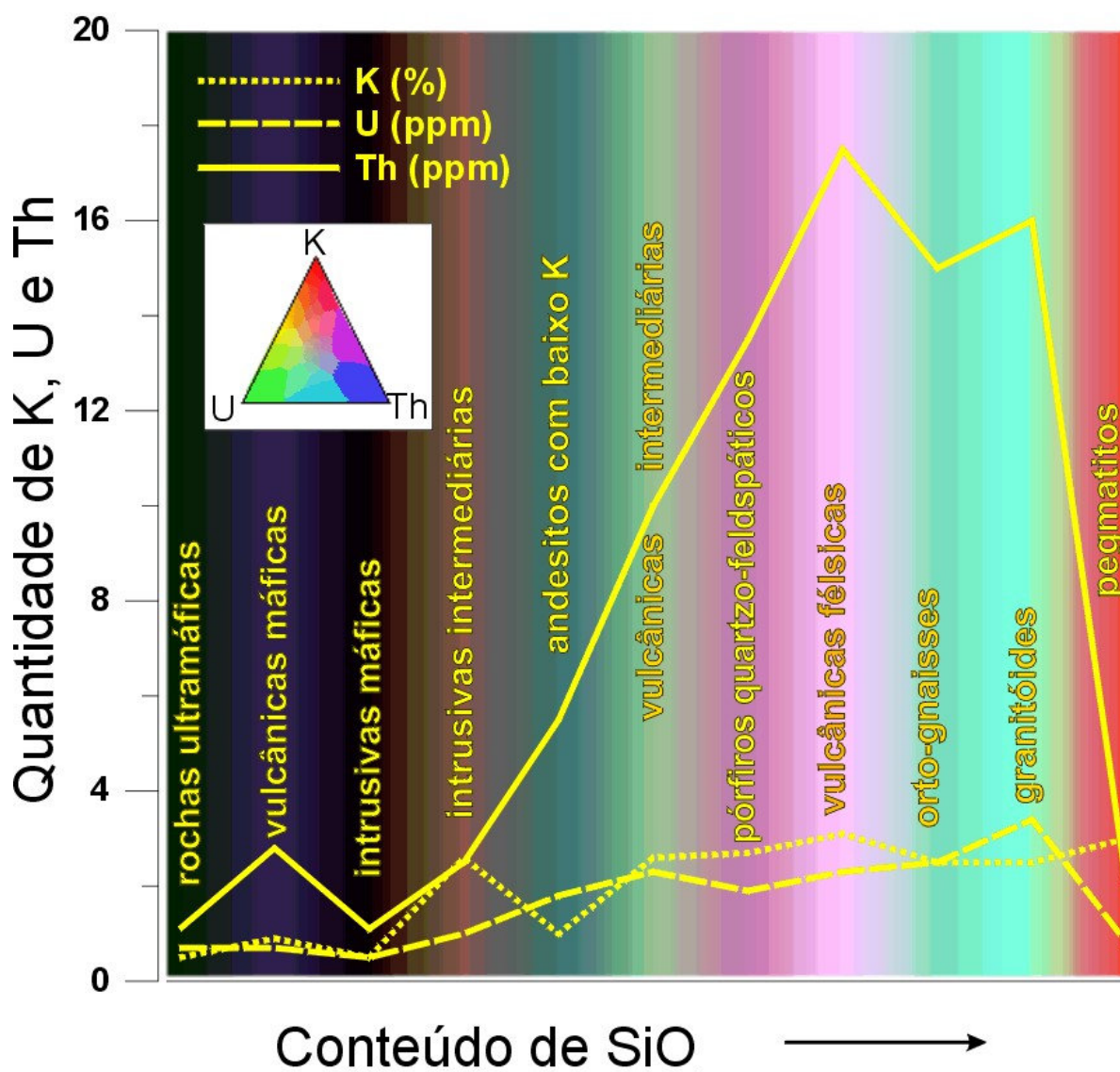


FIGURA 4.6: Variação pela média do conteúdo de K, U e Th para algumas rochas com o acréscimo de SiO₂ (modificado de Dickson & Scott 1997). A imagem colorida de fundo é uma tentativa de representação de cada rocha ígnea por uma cor em uma imagem ternária CMY invertida (simulação de RGB) de K, U e Th.

B – Potássio Anômalo A técnica do potássio anômalo foi criada por Pires (1995) e é baseada na análise de dados de espectrometria de raios gama, principalmente de potássio, aplicada na identificação de áreas hidrotermalizadas com expressão na superfície. O autor propõe que é possível identificar acumulações anômalas de potássio, desde que se retire dos dados estudados o efeito provocado pelas variações geológicas. Os teores de Th são utilizados como controle litológico para definir os valores ideais de U e K para cada amostra. Os efeitos litológicos e ambientais que afetam a concentração aparente de tório também afetam o urânio e o potássio de maneira previsível. Devido às similaridades no comportamento, os dados de tório podem ser usados para prever potássio a partir da determinação das relações entre os dois elementos.

A dependência da concentração de potássio com relação ao tório é representada por uma função linear que passa pela origem. A inclinação da reta é determinada pela razão entre os valores observados de potássio (K_S) e os de tório (Th_S). Tal relação pode ser expressa por

$$K_1 = \frac{M(K_S)}{M(Th_S)} \cdot Th \quad (4.37)$$

onde K_1 é o valor ideal de K definido a partir do tório para o ponto de observação e M denota a média (Pires 1995). Essa relação pode mudar, dependendo das características geológicas de cada região. Os desvios para o potássio (K_D) ou os potássios anômalos podem ser obtidos pela relação

$$K_D = \frac{K_S - K_1}{K_1} \cdot K_1 \quad (4.38)$$

Pires (1995) conclui que a metodologia consegue revelar acumulações anômalas de K, servindo como uma ferramenta importante na prospecção mineral. O autor também testou o U sem muito sucesso.