

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

VICTOR HUGO HOTT COSTA

**CONTRIBUIÇÃO GEOFÍSICA AO ESTUDO DE PARTE DO TERRENO SÃO
GABRIEL – ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE, RIO GRANDE DO SUL – BRASIL,
ATRAVÉS DA AEROMAGNETOMETRIA E AEROGAMAESPECTROMETRIA**

Caçapava do Sul

2016

VICTOR HUGO HOTT COSTA

**CONTRIBUIÇÃO GEOFÍSICA AO ESTUDO DE PARTE DO TERRENO SÃO
GABRIEL – ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE, RIO GRANDE DO SUL – BRASIL,
ATRAVÉS DA AEROMAGNETOMETRIA E AEROGAMAESPECTROMETRIA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao programa de graduação do curso de Geofísica da Universidade Federal do Pampa, como requisito para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

Coorientador: Prof. Dr. Felipe Guadagnin

Caçapava do Sul

2016

VICTOR HUGO HOTT COSTA

CONTRIBUIÇÃO GEOFÍSICA AO ESTUDO DE PARTE DO TERRENO SÃO GABRIEL – ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE, RIO GRANDE DO SUL – BRASIL, ATRAVÉS DA AEROMAGNETOMETRIA E AEROGAMAESPECTROMETRIA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao programa de graduação do curso de Geofísica da Universidade Federal do Pampa, como parcial para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Área de concentração: Geociências

Banca examinadora:

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory
Orientador
UNIPAMPA

Prof. Dr. Maximillian Fries
UNIPAMPA

Geólogo Me. Marcelo Lusa
UNIPAMPA

AGRADECIMENTO

Este trabalho de conclusão de curso é um resultado não apenas de quatro anos de graduação, mas sim de um longo processo de aprendizagem que começou desde o berço familiar, passando pela escola primária até a graduação. Agradeço a todos que estiveram envolvidos diretamente e indiretamente nesta longa caminhada, principalmente:

A toda minha família, principalmente ao meu pai, Nei Carlos Costa, pelo trabalho duro ao longo de vários anos ajudando a mim e aos meus irmãos a ingressar em um curso superior.

Ao Governo Federal do Brasil pelo ensino superior gratuito e também por oferecer a oportunidade da realização do intercâmbio internacional pelo programa Ciências sem Fronteiras.

Ao estado do Rio Grande do Sul e a cidade de Caçapava do Sul pelo acolhimento.

A todos meus professores e professoras do ensino primário, fundamental e médio.

Aos professores da Universidade Federal do Pampa pela transmissão de toda forma de conhecimento.

Aos meus orientadores pelo tempo gasto comigo na ajuda da elaboração deste trabalho.

Um agradecimento obrigatório a CPRM pelo fornecimento dos dados.

A todos os colegas da universidade pela ajuda em momentos difíceis.

SUMÁRIO

| | |
|---|-----------|
| 1. INTRODUÇÃO | 8 |
| 2. OBJETIVOS | 9 |
| 2.1. Geral..... | 9 |
| 2.2. Específicos..... | 9 |
| 3. JUSTIFICATIVA | 10 |
| 4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO..... | 11 |
| 5. REVISÃO DE TRABALHOS ANTERIORES..... | 12 |
| 6. CONTEXTO GEOLÓGICO | 12 |
| 6.1. Geologia Regional | 12 |
| 6.2. Geologia Local..... | 18 |
| 6.2.1. Grupo Maricá | 18 |
| 6.2.2. Grupo Bom Jardim | 19 |
| 6.2.3. Grupo Cerro do Bugio | 20 |
| 6.2.4. Grupo Santa Bárbara..... | 21 |
| 6.2.5. Complexo Cambaí e o Supercomplexo Vacacaí..... | 21 |
| 7. MATERIAIS E MÉTODOS..... | 22 |
| 7.1. Levantamento aerogeofísico..... | 22 |
| 7.2. Processamento e análise | 24 |
| 7.3. Métodos..... | 25 |
| 7.3.1. Magnetometria: Fundamentos Teóricos | 25 |
| 7.3.2. Campo magnético | 26 |
| 7.3.3. Magnetismo da Terra..... | 28 |
| 7.3.4. Magnetismo das rochas e minerais | 31 |
| 7.4. Gamaespectrometria: Fundamentos Teóricos | 34 |
| 7.4.1. Decaimento Radioativo | 35 |
| 7.4.2. Abundância de potássio, urânio e tório em minerais e rochas | 40 |

| | | |
|--------|--|-----|
| 7.4.3. | Equipamentos de medição da radioatividade | 42 |
| 7.4.4. | Interpretação de dados gamaespectrométricos | 43 |
| 7.4.5. | Aplicações da gamaespectrometria | 45 |
| 8. | RESULTADOS | 46 |
| 8.1. | Aeromagnetometria | 46 |
| 8.2. | Aerogamaespectrometria | 66 |
| 8.2.1. | Mapas das razões eTh/K , eU/K e eU/eTh | 72 |
| 8.2.2. | Mapa ternário K-eU-eTh e Fator F | 75 |
| 9. | DISCUSSÃO DOS RESULTADOS | 78 |
| 10. | CONCLUSÃO | 83 |
| 11. | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 84 |
| | APÊNDICE A – MAGNETOMETRIA | 89 |
| | APÊNDICE B – GAMAESPECTROMETRIA | 105 |
| | APÊNDICE C – Técnicas de Interpolação, Correções e Técnicas de Processamento ... | 114 |

Resumo

Os métodos geofísicos aerotransportados têm sido largamente aplicados ao longo dos últimos anos para os estudos de grandes áreas. O presente trabalho apresenta uma contribuição aos estudos geofísicos, resultados do processamento de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos, adquiridos pelo Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul em 2010, de uma área inserida no Terreno São Gabriel - RS. Para os dados magnetométricos, os resultados mostraram que os principais lineamentos magnéticos, que podem estar associados a estruturas de subsuperfície, estão orientados na direção NW-SE. No entanto, as unidades litológicas aflorantes pertencentes ao Terreno São Gabriel estão orientadas a NE-SW. Para os dados gamaespectrométricos, os resultados apresentaram nitidamente os contatos litológicos entre algumas unidades que puderam ser validadas através de mapas geológicos. Os resultados fornecem uma ampla possibilidade de estudos mais detalhados a fim de contribuir com o conhecimento geocientífico desta importante porção do Escudo Sul – riograndense, tendo em vista que são poucas as pesquisas geofísicas de maior abrangência publicadas sobre o Terreno São Gabriel, assim como sobre todo o escudo comparados aos estudos geológicos.

Palavras-chave: Escudo Sul-riograndense, Terreno São Gabriel, aerogeofísica.

Abstract

Airborne geophysical methods have been widely applied over the past few years for large area studies. The present paper presents a contribution to the geophysical studies, results of the processing of the aeromagnetic and airborne gamma-ray data, acquired by the Aerogeofísico Escudo of Rio Grande do Sul Project in 2010 of an area inserted in the São Gabriel Terrane. For magnetic data, the results showed that the main magnetic lineaments, which may be associated with subsurface structures, are oriented in the NW-SE direction. However, the lithological units belonging to São Gabriel Terrane are oriented to NE-SW. For gamma-ray data, the results clearly showed the lithological contacts between some units that could be validated through geological maps. The results provide a broad possibility of more detailed studies in order to contribute to the geoscientific knowledge of this important portion of the South - Rio Grande do Sul Shield, since there are few geophysical surveys published on the São Gabriel Terrane, as well as in the shield compared to geological studies.

Keywords: Sul-riograndense Shield, São Gabriel Terrane, aero-geophysics.

1. Introdução

O desenvolvimento da tecnologia digital nas últimas décadas vem permitindo o avanço do número e qualidade de informações adquiridas e, conseqüentemente, do conhecimento das Geociências. Desde 1940, quando os levantamentos aerogeofísicos iniciaram, até os dias de hoje, a geofísica aérea tem passado por diversos ciclos de progresso que vão desde a aquisição dos dados, processamento, a forma de apresentação dos resultados, até suas interpretações. Muitos problemas foram solucionados com o avanço da tecnologia, como por exemplo, o posicionamento geográfico da aeronave durante a aquisição dos dados aerogeofísicos, onde o governo dos Estados Unidos liberou a banda de frequência relacionada ao sinal de GPS para o uso comercial no final dos anos 80 (HILDENBRAND, 2007).

Atualmente, a aerogeofísica representa uma das principais ferramentas no estudo de grandes áreas, onde a aquisição é mais rápida e com menor custo por quilômetro comparado ao levantamento terrestre. A rápida velocidade de aquisição, além de reduzir custos, também reduz o efeito da variação do campo magnético com o tempo (TELFORD et al., 1990). Durante a aquisição de dados aéreos, a aeronave pode ter acesso a regiões inacessíveis para uma equipe terrestre. Os levantamentos aéreos são muito empregados em diferentes vertentes da exploração geofísica e também para estudos de mapeamento geológico.

Para o mapeamento geológico regional, a aerogeofísica fornece informações rápidas sobre os contatos litológicos e extensos lineamentos. Nas empresas de exploração mineral, os levantamentos aerotransportados magnéticos e eletromagnéticos, quando aplicados em conjunto, são amplamente utilizados na busca de depósitos metálicos (KEAREY et al., 2009). Os levantamentos aerogamaespectrométricos são usados para a busca de depósitos de urânio e tório. Para empresas de exploração de hidrocarbonetos, a aerogravimetria é usada na localização de bacias sedimentares e estruturas de subsuperfície favorável ao acúmulo de petróleo, como por exemplo, domos.

Em 2010, o Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, realizado pela LASA PROSPECÇÕES S.A., a pedido da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), teve como objetivo a aquisição de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos do Escudo Sul-riograndense (ESrg), onde foram cobertos cerca de 159.789,21 km de perfis, com linhas de voo e controle espaçadas de 500 m e 10 km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W.

O presente projeto utilizou parte dos dados adquiridos pelo projeto da CPRM relacionados ao Terreno São Gabriel, que compõe parte da região oeste do ESrg.

O ESrg é uma importante região sob o ponto de vista geológico devido a sua diversidade de associações petrotectônicas em uma área relativamente pequena, exibindo uma história evolutiva complexa. Hoje a área é tectonicamente estável. No entanto, a região foi resultado de processos de construção da crosta continental e oceânica, arcos de ilhas vulcânicas e cinturões orogênicos no Pré-Cambriano (HARTMANN et al., 2007).

Muito tem se estudado o ESrg pela comunidade geocientífica visando o entendimento de sua história evolutiva dentro do Ciclo de Wilson. No geral, existe um consenso entre os geólogos no que se refere as litologias do ESrg. Entretanto, ainda existem divergências sobre a evolução e a sequência com que os fatos ocorreram.

2. Objetivos

2.1. Geral

A proposta deste projeto visa a realização do processamento e análise qualitativa de dados aerogamaespectrométricos e aeromagnéticos de uma área do Terreno São Gabriel, com o objetivo de definir as principais anomalias magnéticas, assinaturas radiométricas e suas relações com as estruturas e unidades geológicas que ocorrem na área de estudo, de modo que possa contribuir com o entendimento geocientífico desta importante porção do ESrg.

2.2. Específicos

Os objetivos específicos são:

- ✓ Analisar os possíveis padrões locais de lineamentos magnéticos da área de estudo
- ✓ Correlacionar as anomalias magnéticas e domínios radiométricos com estruturas e unidades geológicas aflorantes;
- ✓ Analisar qualitativamente as anomalias magnéticas com relação à profundidade crustal;
- ✓ Realizar a integração dos dados geofísicos e geológicos

3. Justificativa

Alvo de diversos estudos geológicos e poucos estudos geofísicos abrangentes, o ESrg representa uma importante área do estado do Rio Grande do Sul e da Província Mantiqueira. Alguns autores apresentam diferentes modelos de evolução para o escudo como Fernandes et al. (1995), Hartmann et al. (2007) e Phillip et al. (2016). No entanto, até os dias de hoje, há divergências a respeito neste quesito.

Com a implantação do curso de Geofísica para a Universidade Federal do Pampa (Unipampa), campus Caçapava do Sul em 2006, diversos estudos geofísicos em pequenas áreas foram realizados por alunos que desenvolviam seus respectivos trabalhos de conclusão de curso. Com o desenvolvimento do campus e, conseqüentemente, do curso de geofísica, os estudos geofísicos no ESrg podem alcançar um patamar mais elevado, ajudando a enriquecer o conhecimento geofísico do escudo.

É de fundamental importância a criação da cultura da aplicação dos métodos e estudos geofísicos de maior abrangência no ESrg, tendo em vista que o desprovimento destes estudos aliados a trabalhos de cunho geológico-estrutural que possam fornecer informações sobre as rochas e estruturas em subsuperfície é um fator que pode estar contribuindo com o dissentimento de modelos evolutivos para o ESrg.

O relatório final do projeto CPRM (2010) e resultados magnetométricos e gamaespectrométricos indicam contrastes nas propriedades magnéticas e radiométricas das rochas que compõem os terrenos do ESrg (Batólito Pelotas, Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Terreno Taquarembó). Feições anômalas e lineamentos magnéticos presentes no Terreno de São Gabriel são observados no mapa de anomalia magnética da amplitude do sinal analítico (ASA), justificando-se, assim, uma análise mais detalhada.

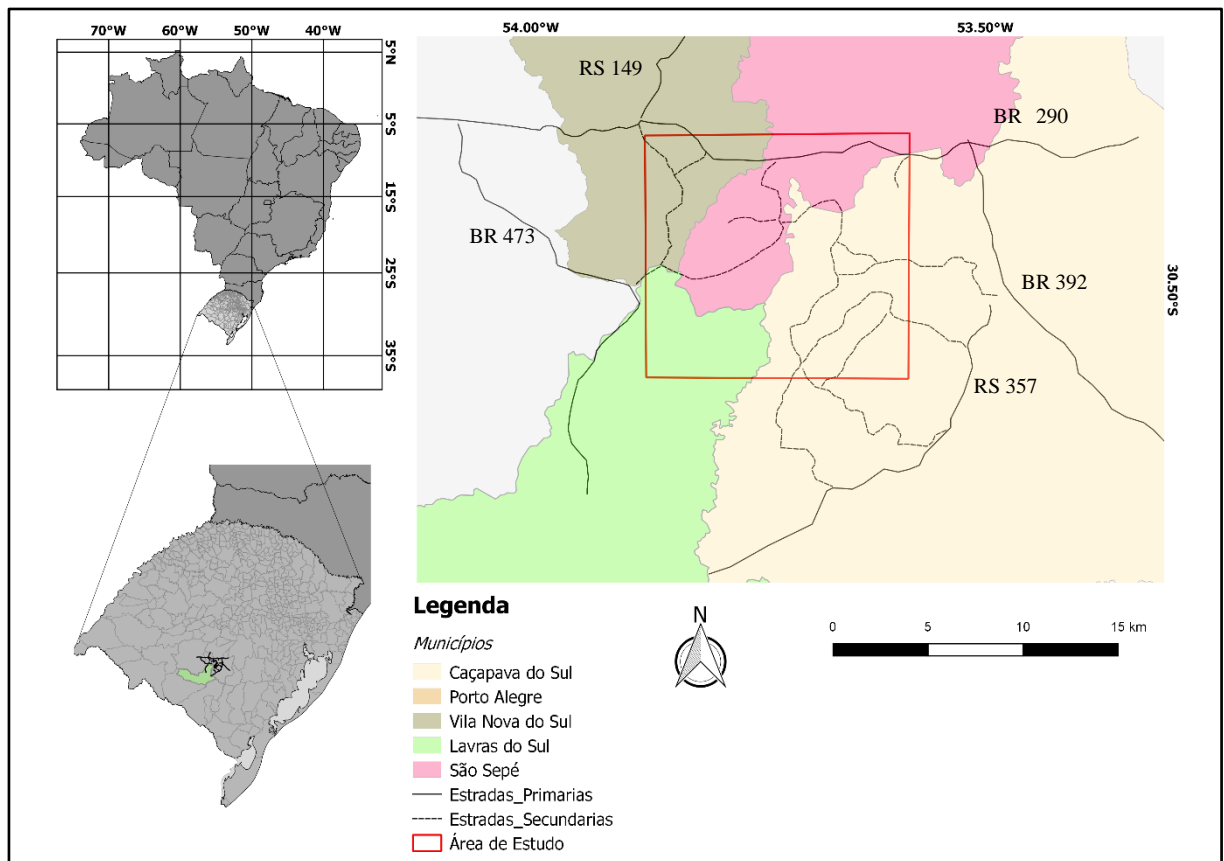
Parte da região oeste do ESrg é representada pelo Terreno São Gabriel, onde nele está inserida a Bacia do Camaquã, região de muitos estudos pela comunidade geocientífica. Devido as diferentes litologias presentes e o complexo arcabouço estrutural, uma integração lito-geofísica/estrutural, que podem estar associados a lineamentos magnéticos, pode fornecer informações importantes do ponto de vista tectônico e estrutural a respeito dos eventos ocorridos nesta parte do ESrg. Considerando que a área carece de trabalhos publicados de estudos geofísicos de maior abrangência, o presente trabalho fornecerá importantes subsídios na proposição de hipóteses e teorias.

4. Localização da área de estudo

O estado do Rio Grande do Sul está localizado ao Sul do Brasil fazendo fronteira ao sul com o Uruguai e a oeste com a Argentina. Porto Alegre, sua capital, está a leste próximo ao oceano Atlântico. A cidade de Caçapava do Sul se encontra na região central do estado a cerca de 100 km de Santa Maria, a cidade polo da região.

A área de estudo proposta para o projeto possui aproximadamente 900 km². Está localizada a oeste de Caçapava do Sul e está inserida no polígono representado pela Figura 1. É limitada pelas coordenadas: latitudes 30°20'46.92''S e 30°37'21.35''S e longitudes 53°52'52.92''W e 53°33'10.21''W. Está localizada a oeste de Caçapava do Sul, a leste de Vila Nova do Sul, ao sul de São Sepé e ao norte de Lavras do Sul. As principais vias de acesso à área de estudo são as estradas estaduais RS-149, RS-357 e as estradas federais BR-290, BR-392 e BR-473.

Figura 1 – Localização da área de estudo (marco vermelho), principais vias de acesso e cidades.



Fonte: modificado do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

5. Revisão de trabalhos anteriores

São muitos os estudos geológicos publicados sobre o ESrg. Diversos autores teceram minuciosamente diferentes porções do escudo, como também sintetizaram ou resumiram a sua totalidade, no que se refere a geologia, como por exemplo, Soliani Jr. (1986), Fragoso-Cesar (1991), Fernandes et al. (1995), Chemale Jr. et al. (2000), Hartmann et al. (2007), Hartmann et al. (2008), Lima et al. (2007), Hasui (2009) e Philipp et al. (2016). Tais trabalhos serviram como base para a elaboração deste projeto.

Os estudos geofísicos publicados do ESrg são consideravelmente menores que os estudos geológicos. No Terreno São Gabriel, especificamente na área de estudo do presente projeto, os trabalhos geofísicos publicados são poucos.

Costa (1997) utilizou dados magnéticos e gamaespectrométricos para o estudo do ESrg. Através do processamento e interpretação dos dados, definiu três domínios geofísicos (domínio leste, central e oeste), onde cada domínio foi individualizado e caracterizado por grandes estruturas de subsuperfície marcadas por anomalias magnéticas e gravimétricas como a Sutura de Porto Alegre, Sutura de Caçapava do Sul e Sutura de São Gabriel.

Roldão (2000) utilizou dados aerogamaespectrométricos e aeromagnéticos de um levantamento geofísico de 1973 e os correlacionou com ocorrências de cobre e ouro na porção oeste do escudo.

O levantamento aeromagnético e aerogamaespectrométrico realizado em 2010 pela LASA PROSPECÇÕES S.A. a pedido da CPRM, foi o levantamento geofísico mais abrangente no ESrg. Seus dados serviram como base para o trabalho de Travassos (2014). Este, através de dados aeromagnéticos, faz a interpretação dos lineamentos magnéticos para uma análise estrutural regional. Perfis regionais foram executados para validar pontos específicos, juntamente com a correlação de mapas de detalhes.

6. Contexto Geológico

6.1. Geologia Regional

A Província Mantiqueira é definida por Almeida et al., (1981) como um sistema orogênico formado durante o Neoproterozoico. Na sua porção brasileira, está situada ao longo da costa leste e sul do Brasil, se estendendo desde a Bahia até o Uruguai. Ocupa uma

área de aproximadamente 700.000 Km² e é delimitada a leste pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Santos e Pelotas, e faz fronteira com as Províncias São Francisco, Tocantins e Paraná. A Província Mantiqueira é representada, em quase sua totalidade, por regiões montanhosas, onde o ponto mais alto é o Pico da Bandeira, com 2890 m, localizado nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo (ALMEIDA et al., 1981). A Província Mantiqueira é constituída pelos cinturões Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira.

Parte do ESrg representa a porção sul da Província Mantiqueira. O escudo é uma área de aproximadamente 65.000 km², localizado na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. É composto por rochas ígneas, sedimentares e metamórficas geradas durante o Arqueano, o Paleoproterozoico, o Neoproterozoico e o Eopaleozoico (CHEMALE JR. et al., 2000). O ESrg está delimitado ao norte, sul e oeste pelas rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná e ao leste pelos depósitos inconsolidados da Província Costeira do Rio Grande do Sul, de idade cenozoica (SOLIANI JR., 1986). O escudo é uma região é notabilizada pela sua diversidade de associações petrotectônicas em uma área de dimensões relativamente reduzidas (CHEMALE JR. et al., 2000).

De acordo com Hartmann et al. (2007), o ESrg é o resultado dos processos de geração e deformação da crosta continental, cuja a maior contribuição ocorreu em dois ciclos orogênicos: o Ciclo Transamazônico (2,26 – 2,00 Ga), do Paleoproterozoico, e o Ciclo Brasileiro (900-535 Ma), do Neoproterozoico. Cada ciclo foi responsável pela construção da crosta oceânica, de arcos de ilhas vulcânicos e de cinturões orogênicos. Nestes processos orogênicos, principalmente do Neoproterozoico, houve colisões entre blocos continentais e arco de ilhas vulcânico, que tiveram como referencial um continente antigo que teve participação fundamental na formação do ESrg. Hoje os fragmentos remanescentes deste continente fazem parte do atual Cráton Rio de La Plata.

O Cráton Rio de La Plata foi um importante bloco continental, juntamente com o bloco continental Kalahari e o microcontinente Encantadas, durante a evolução do ESrg. É composto por rochas formadas durante o Arqueano, o Paleoproterozoico e o Mesoproterozoico (CHEMALE JR. et al., 2000). Rochas pré-brasilianas encontradas no Terreno Taquairembó, composto predominantemente por granulitos e *granite-greenstone* (SOLIANI JR., 1986), e no Terreno São Gabriel, que fazem parte do ESrg, estão expostas de SW para NE, evidenciam sua existência (FRAGOSO-CESAR, 1991).

O ESrg é descrito através de suas principais unidades tectono-estratigráficas. As descrições destas unidades são baseadas nas associações de rochas, feições estruturais, assinatura geoquímica e isotópica e geofísica (CHEMALE JR. et al., 2000), em que cada unidade possui uma história de evolução.

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) é a feição estrutural principal do ESrg, estendendo-se desde Santa Catarina até o Uruguai, possuindo 800 km de comprimento e largura média de 150 km, com uma orientação preferencial NE-SW (CHEMALE JR. et al., 2000).

Hartmann et al. (2007) citam que três eventos principais foram responsáveis pela construção do CDF. Esses eventos principais, cujas idades são baseadas em Philipp et al., (2016), são:

- Evento Passinho (900-850 Ma), que é o evento tectônico do Neoproterozoico mais velho do sul do Brasil;
- Orogênese São Gabriel (780-700 Ma), que foi responsável pelo desenvolvimento do arco magmático do Terreno São Gabriel;
- Orogênese Dom Feliciano (650-570 Ma), que representa o retrabalhamento da crosta remanescente antiga presente no Batólito Pelotas, seguido de intrusões graníticas sin, tardi e pós-colisionais.

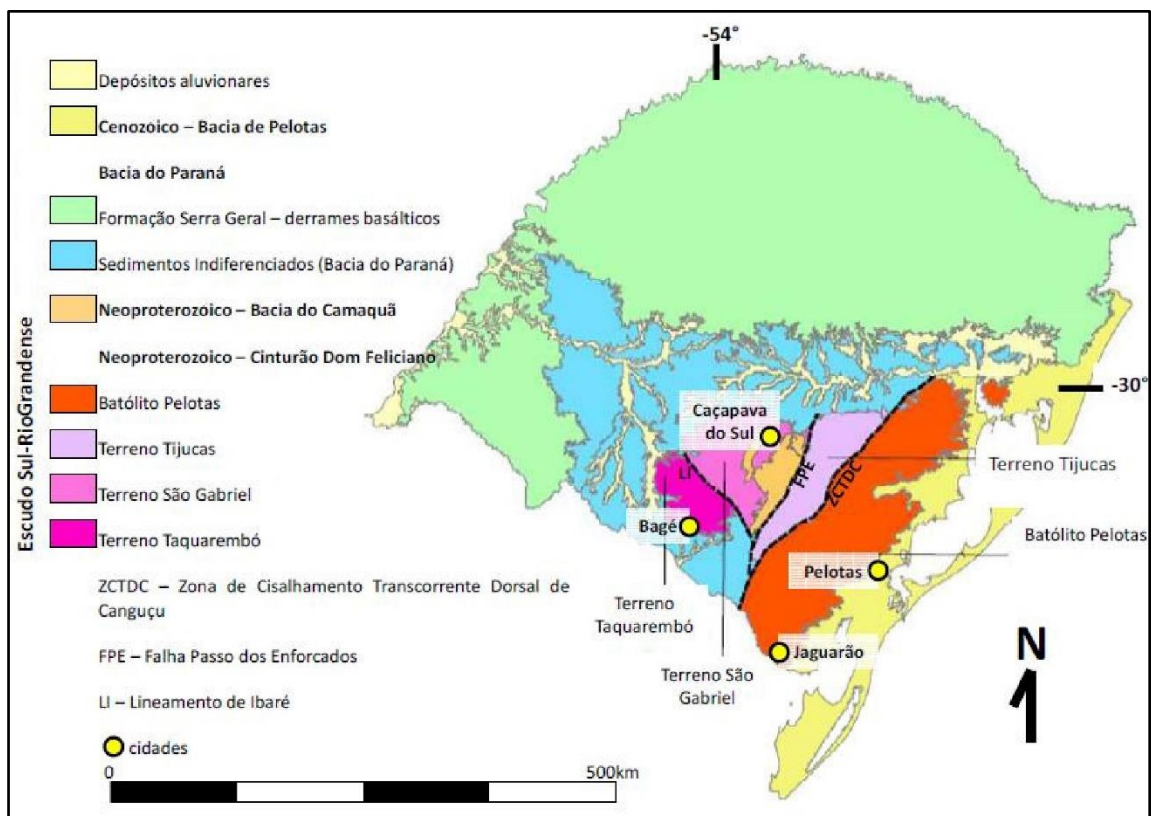
A evolução do CDF durou cerca de 450 Ma, começando com a abertura do Oceano Charrua na porção sudoeste do Gondwana, entre 950 – 900 Ma (PHILIPP et al., 2016) e depois com o seu fechamento durante a colisão dos sistemas de arcos orogênicos Passinho e São Gabriel, entre 720-710 Ma, com a porção oeste do microcontinente Encantadas (PHILIPP et al., op. cit.). Ainda de acordo com aqueles mesmos autores, o segundo evento colisional mais importante durante a formação do CDF foi a colisão oblíqua entre o Cráton Rio de La Plata, o microcontinente Encantadas e o Cráton Kalahari entre 650-620 Ma.

A história evolutiva do CDF é complexa e é alvo de diversos estudos que visam o entendimento de sua evolução dentro do Ciclo de Wilson. Ao longo das últimas décadas, os trabalhos publicados que apresentam uma proposta de um modelo evolutivo para o CDF fornecem uma evolução de informações no que se refere a dados geoquímicos, geocronológicos e, poucas vezes comparado aos dois primeiros, geofísicos. Tais trabalhos geralmente apresentam uma síntese da natureza e características estruturais de cada uma das unidades

geotectônicas reconhecidas, seguida de uma discussão sobre os modelos anteriores propostos e finalizando com a contribuição de uma avaliação do significado dos dados adquiridos (FERNANDES et al., 1995). Alguns desses estudos podem ser encontrados em Soliani Jr. (1986), Frago-Cesar (1991), Fernandes et al. (1995), Chemale Jr. (2000), Hartmann et al. (2007) e Philipp et al. (2016).

No Rio Grande do Sul, o Cinturão Dom Feliciano é composto pelo Batólito Pelotas, Terreno São Gabriel e Terreno Tijucas, todos de idade neoproterozoica. O Terreno Taquarembó, que é composto por fragmentos arqueano/paleoproterozoicos do Cráton Rio de La Plata (HARTMANN et al., 2007) faz fronteira ao norte com o Terreno São Gabriel, mas não faz parte do CDF. Todas essas unidades compõem o chamado Escudo-Sul-riograndense.

Figura 2 – Mapa geológico do Escudo Sul-riograndense, apresentando suas principais unidades e estruturas.



Fonte: modificado de Travassos (2014).

O Terreno Taquarembó está situado a oeste do ESrg e é separado ao norte do Terreno São Gabriel pelo Lineamento Ibaré, que é um sistema de lineamentos paralelos e subparalelos de direção NW-SE, com extensão de aproximadamente 70 km. Ao leste, é limitado pela Anomalia Magnética Superficial de Caçapava do Sul e a oeste e ao sul pelas rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná. É formado principalmente pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico (2.3-2.4 Ga), que foi retrabalhado durante o Ciclo Brasileiro (HARTMANN et al., 2007). O complexo é composto por gnaisses quartzo-feldspáticos (granulitos), gnaisses básicos, anortositos, ultramafitos, metapelitos (гнаisses com sillimanita) e mármore, onde o grau máximo de metamorfismo predominante é o de fácies granulito, de pressão média a alta (SOLIANI JR.,1986). As rochas granulíticas são intrudidas por granitos brasileiros e cobertos por rochas vulcanossedimentares do mesmo evento (SOLIANI JR.,1986; CHEMALE JR. et al., 2000).

O Terreno Tijucas ocupa a porção central do ESrg e é limitado ao norte e sul pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná, depósitos de talus e demais sedimentos cenozoicos (CHEMALE JR. et al., 2000). A oeste, é limitado pela Bacia do Camaquã e a leste pelo Batólito Pelotas e pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, que está disposta paralelamente ao Batólito Pelotas. Ainda de acordo com Chemale Jr. et al. (2000), o Terreno Tijucas é orientado segundo a direção N20°-30°E e representado, em grande parte, pelo Complexo Porongos, uma sequência metavulcanossedimentar neoproterozoica, e pelos gnaisses dioríticos, tonalíticos e trondhjemiticos com pequena quantidade de anfibolitos do Complexo Encantadas, que representa o embasamento do Complexo Porongos. O contato entre o Terreno Tijucas e o Terreno São Gabriel está coberto pelas rochas da Bacia do Camaquã, de idade ediacariana a paleozoica (HARTMANN et al., 2007).

O Terreno São Gabriel está localizado na porção oeste do ESrg. Ao norte e oeste, é coberto pelas rochas fanerozoicas da Bacia do Paraná, e ao leste é limitado pela Sutura de Caçapava do Sul (COSTA, 1997), que é uma expressão utilizada para uma zona de colisão. O Terreno São Gabriel constitui-se em um prisma acrescionário gerado durante o Neoproterozoico, com associações petrotectônicas de ambientes de margem passiva e de retroarco (*back-arc*), ofiolitos, arcos magmáticos vulcanossedimentares e rochas plutônicas associadas (HARTMANN et al., 2007). Suas unidades principais são o Complexo Cambaí e o Supercomplexo Vacacaí. O Terreno São Gabriel, segundo Hartmann et al. (2007), é composto por rochas juvenis (mesoproterozoicas a neoproterozoicas) que incluem rochas plutônicas, cálcico-alcálicas de baixo a médio K com afinidade de arco magmático (Complexo Cambaí) e

também rochas metavulcânicas máficas, ultramáficas e metassedimentares associadas, que constituem o Supercomplexo Vacacaí. O Terreno São Gabriel é intrudido por diversos corpos graníticos circulares a elípticos. Na região setentrional, suas unidades principais possuem orientação preferencial NE-SW. Entretanto, à medida que se aproximam do Lineamento Ibaré, rotacionam para E-W.

A Orogênese São Gabriel foi o evento tectônico responsável pelo desenvolvimento do arco magmático do Terreno São Gabriel dando origem aos Complexos Cambaí, Palma e Bossoroca, sendo os dois últimos englobados no Supercomplexo Vacacaí definido por Chemale Jr. et al. (2000). Todos esses complexos também guardam registros sedimentares, com sequências carbonáticas metamorfizadas que contêm registro de eventos desde a sua cristalização e diagênese até o metamorfismo regional e hidrotermalismo. Porém, a evolução tectônica responsável pela geração desses registros é ainda pouco conhecida (GOULART et al., 2013).

O Batólito Pelotas é formado predominantemente por rochas graníticas com idade entre 650 e 550 Ma (HARTMANN et al., 2007). Está localizado ao leste do ESrg e possui aproximadamente 370 km de extensão e 80 a 120 km de largura. Ao norte está em contato com as rochas da Bacia do Paraná e a leste com a Província Costeira. A oeste está em contato com o Terreno Tijucas, quase que paralelamente a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, tendo continuidade para sul, se estendendo até o Uruguai.

Philipp et al. (2007) assumem que o Batólito Pelotas é formado por um complexo granítico-gnáissico e seis suítes intrusivas, sendo elas: Suíte Dom Feliciano (do Cambriano) e Suíte Encruzilhada do Sul, Suíte Viamão, Suíte Piquiri, Suíte Erval, Complexo Pinheiro Machado e Suíte Cordilheira (do Neoproterozoico). Essas suítes graníticas são de natureza pós-colisional, quando houve a colisão dos crátons Rio de La Plata e Kalahari (HARTMANN et al., 2007), com ocorrência subordinada de uma associação vulcano-sedimentar, preservada essencialmente através de enxames de diques básicos e ácidos. Ainda de acordo com Philipp et al. (2007), é sugerido que o Batólito Pelotas se formou através da participação de fontes mistas, com importante componente crustal, mas também com participação de material mantélico juvenil.

6.2. Geologia Local

A área de estudo proposta para o presente projeto possui aproximadamente 900 km² e está inserida no Terreno São Gabriel (Figura 3). A área abrange uma porção da Bacia do Camaquã, o Granito Ramada, o Granito Cerro da Cria, parte do Complexo Metamórfico Cambaí e do Supercomplexo Vacacaí.

O Granito da Ramada e o Granito Cerro da Cria possuem idade de aproximadamente 462 ±12,5 Ma U-Pb e 550-560 Ma (NAIME, 1987), respectivamente. O Granito da Ramada é de composição sieno a monzogranítica e o Granito Cerro da Cria é um pertita-granito a localmente sienogranito.

A Bacia do Camaquã (BC) compõe a maior parte da área de estudo. Paim et al. (2014), em seus estudos recentes, mantêm a interpretação de que a Bacia do Camaquã representa uma superimposição, entre 630 e 510 Ma, de diversas bacias independentes em um mesmo locus deposicional. A evolução da BC representa os estágios finais da orogenia Brasileira no Estado do Rio Grande do Sul, em que cada ciclo de evolução foi caracterizado por vulcanismo de diferentes composições que vão desde magmas toleíticos e cálcio-alcálicos alto-K até shoshoníticos (Evento Bom Jardim), passando por um vulcanismo bimodal de afinidade alcalina sódica (Evento Acampamento Velho) e terminando com magmas mantélicos básicos alcálicos (Evento Rodeio Velho). A sequência sedimentar da BC é composta predominantemente por siltitos, arenitos com um aumento na abundância de conglomerados e arenitos em direção ao topo. Representa uma evolução de ambientes marinhos rasos para continentais, onde dominam os ambientes flúvio-lacustres e desérticos (LIMA et al., 2007)

As unidades estratigráficas da BC que estão inseridas na área de estudo são o Grupo Maricá, o Grupo Bom Jardim e o Grupo Cerro do Bugio.

6.2.1. Grupo Maricá

O Grupo Maricá (620-592 Ma, segundo Paim et al., 2000) é composto por arenitos arcoseanos, folhelhos, siltitos, além de rochas vulcânicas de composição ácida. Estas rochas ocorrem em camadas com geometrias e dimensões variadas conforme o processo gerador (PELOSI & FRAGOSO-CESAR, 2003). As ocorrências de afloramentos das formações

pertencentes a este grupo são restritas a alguns setores situados no Terreno São Gabriel como: Passo do Salsinho, Vila Nova do Sul, platô da Ramada, Arroio América, entre outros (BORBA, 2006). Uma característica destes afloramentos é o alto grau de litificação das rochas sedimentares associada ao soterramento e/ou à proximidade de diques, soleiras ou corpos intrusivos de dimensões variadas (BORBA, op. cit.). Os arenitos variam de muito finos a grossos, arredondados a subangulosos e com grau de seleção entre boa e média.

As unidades litoestratigráficas que compõem o Grupo Maricá são: Formação Passo da Promessa, Formação São Rafael e Formação Arroio América. Todas inseridas na área de estudo.

A Formação Passo da Promessa, de acordo com Pelosi & Fragoso-Cesar (2003), é composta por 500 a 700 metros de extensão de arenitos de composição arcoseana e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, onde esta sucessão é interpretada como de origem fluvial. Estas rochas mostram uma clara proveniência de bloco continental, seja de interior cratônico ou continente transicional (BORBA, 2006).

A Formação São Rafael, de acordo com Pelosi & Fragoso-Cesar (2003), é a unidade mais expressiva e característica do Grupo Maricá. Possui cerca de 900 metros de extensão de arenitos finos a muito finos, subordinadamente arenitos médios a grossos e pelitos. As fácies mais comum são de arenitos maciços intercalados com arenitos laminados na forma de ritmitos tabulares que se repetem nas camadas que possuem espessuras decrescentes da base para o topo. Estratificação cruzada *hummocky* e marcas onduladas também estão presentes nestes arenitos. A Formação São Rafael é interpretada como um ambiente marinho.

Formação Arroio América, ainda de acordo com Pelosi & Fragoso-Cesar (2003), é semelhante a Formação Passo da Promessa. É composta principalmente por arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, formada por migração de dunas subaquáticas. Esta formação também é interpretada como um ambiente fluvial por estes autores.

6.2.2. Grupo Bom Jardim

O Grupo Bom Jardim definido por Ribeiro et al. (1966), representa uma sucessão vulcanossedimentar limitada por discordâncias angulares. É composto pela Formação Hilário e suas diferentes fácies, com rochas vulcânicas e plutônicas que variam suas composições entre

basáltica, andesítica e lamprofírica, com afinidade shoshonítica. Rochas sedimentares de dominam os setores de afloramento orientais, como os vales do Piquiri (ou Cerro da Árvore) e do Boici (BORBA, 2006).

A Formação Hilário e suas rochas vulcânicas e plutônicas associadas são intercaladas e gradualmente sucedidas por conglomerados ricos em clastos vulcânicos e por depósitos arenosos a pelíticos. Ocorrem derrames de traquibasaltos e traquiandesitos, que possuem idade de 580 ± 11 Ma (Remus et al., 1999), andesitos, monzonitos e leucodioritos (plutônicos).

6.2.3. Grupo Cerro do Bugio

O Grupo Cerro do Bugio é composto por por rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho e pelas rochas sedimentares da Formação Santa Fé

O Evento Acampamento Velho responsável pela geração da Formação Acampamento Velho sucede o magmatismo shoshonítico do Evento Bom Jardim e constitui uma sequência bimodal. Análises de U-Pb em zircões realizadas por Sommer et al. (2005) foram extraídos dos riolitos da região do Platô da Ramada e resultaram em idades de aproximadamente 550 Ma. As principais unidades são depósitos de fluxo piroclástico, principalmente ignimbritos. Essa sucessão de fácies é típica de lavas riolíticas que são mais viscosas e possui alto conteúdo de voláteis. Uma característica da Formação Acampamento Velho é predomínio dos depósitos ignimbríticos sub-horizontais que geraram platôs. De acordo com Sommer et al. (2011), estes depósitos preservam feições típicas de processos piroclástico primários, indicativas de fluxos de alta temperatura com grande quantidade de gases. A ocorrência de lavas e corpos hipabissais juntamente com as características dos depósitos da Formação Acampamento Velho sugerem vulcanismo subaéreo, que pode estar relacionado com caldeiras vulcânicas.

A Formação Santa Fé é representada por conglomerado aluvial rico em clastos vulcânicos e plutônicos de composição ácida, que grada verticalmente para arenito e ritmito areno-pelítico, com deposição em ambiente aluvial e deltaico.

6.2.4. Grupo Santa Bárbara

O Grupo Santa Bárbara é composto pela Formação Pedra do Segredo e Formação Serra dos Lanceiros. A unidade deste grupo presente na área de estudo refere-se a Formação Pedra do Segredo. Esta unidade é composta por arenitos finos e médios com estratificações cruzadas tabulares, ritmo areno-pelítico em camada tabular, arenitos e conglomerados. Esta formação é interpretada como frente deltaica de deltas estuarinos progradacionais (PAIM et al., 1995).

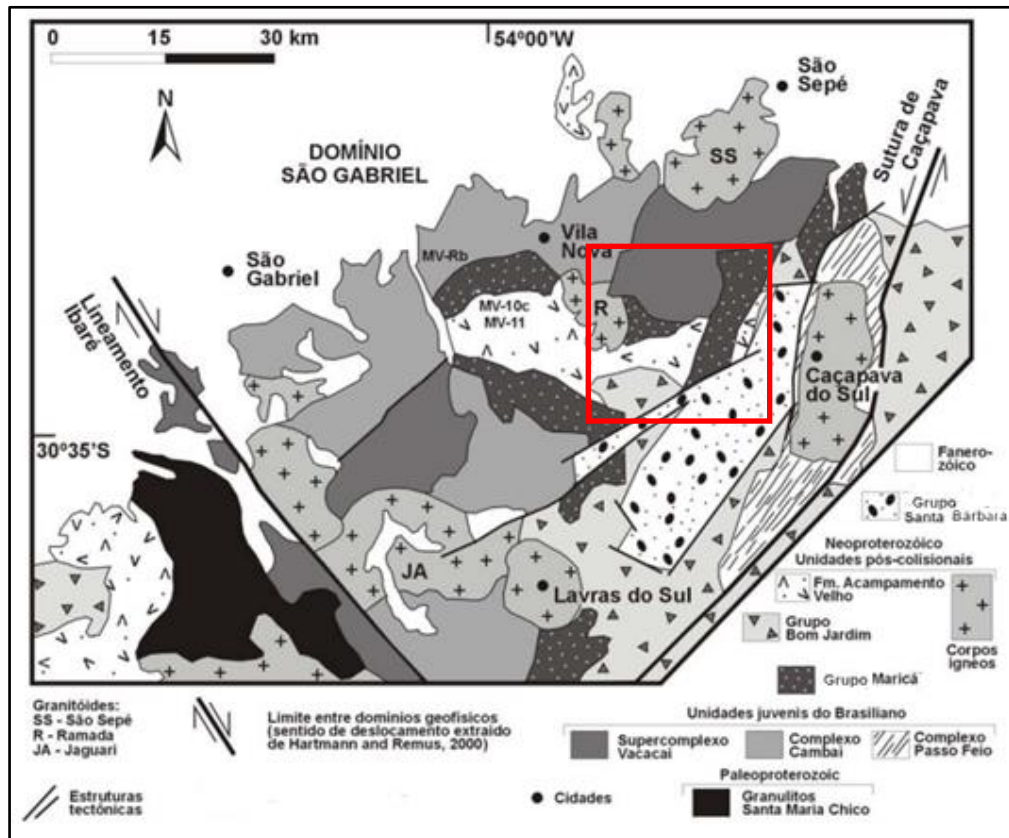
6.2.5. Complexo Cambaí e o Supercomplexo Vacacaí

O Supercomplexo Vacacaí (~753 Ma) é o termo utilizado por CHEMALE JR. et al. (2000), sendo formado por diversos complexos (Complexo Passo Feio, Complexo Bossoroça/Palma e Complexo Ibaré) de rochas vulcanossedimentares deformadas e metamorfizadas em fácies xisto verde a anfibolito inferior. A porção do Supercomplexo Vacacaí inserida na área de estudo refere-se a sua unidade vulcânica e é composta por rochas máficas e ultramáficas de caráter toleítico, como xistos magnesianos, serpentinitos, metabasaltos, mármore e metapelitos. Segundo Fragoso-Cesar (1991), essa associação de rochas, que hoje está inserida no Supercomplexo Vacacaí, representa uma sequência ofiolítica parcial ou desmembrada afetada por metamorfismo de baixo a médio grau. Diques de diabásio estão relacionados aos ofiolitos e basaltos de estrutura almofadada são indicativos de vulcanismo submarino e ocorrem deformados e metamorfizados. Ainda segundo o mesmo autor, estruturalmente os ofiolitos estão dispostos como nappes e escamas tectônicas de direção NE-SW, de acordo com as unidades do Terreno São Gabriel (Figura 3).

O Complexo Cambaí (740-700 Ma), resultado da orogênese São Gabriel (HARTMANN et al., 2007), é composto por rochas plutônicas juvenis, como gnaisses de composições diversas (monzogranítica, granodiorítica, diorítica, tonalítica e trondhjemítica) com intercalações de anfibolitos, metaultramafitos, mármore, metagabros e metapelitos metamorfizados em fácies de anfibolito médio a inferior (CHEMALE JR. et al., 2000). Metagranitoides e retrometamorfismo de fácies xisto verde também são encontrados (SOLIANI JR. 1986). Em termos estruturais, o Complexo Cambaí, assim como as outras unidades que compõem o Terreno São Gabriel, possui orientação preferencial N30°E-S30°W.

Muitos mapas geológicos englobam a Bacia do Camaquã como um todo não separando as rochas ígneas das sedimentares. Borba et al. (2007) fizeram essa distinção e classificou o Supercomplexo Vacacaí separado do Complexo Passo Feio e o Grupo Maricá como Formação.

Figura 3 – Mapa Geológico do Terreno São Gabriel (Domínio São Gabriel). O marco vermelho representa a área de estudo.



Fonte: modificado de Borba et al. (2007).

7. Materiais e Métodos

7.1. Levantamento aerogeofísico

Os dados que serão utilizados para a elaboração deste projeto foram adquiridos pela empresa LASA PROSPECÇÕES S.A. a pedido da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) no ano de 2010 para a realização do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, que faz parte do Programa Geologia do Brasil (PGB) do Ministério de Minas e Energia.

Os materiais utilizados para a aquisição dos dados de todo o Escudo do Rio Grande do Sul (tabela 1) bem como as características do levantamento foram extraídos do relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos.

Tabela 1 – Equipamentos utilizados pelas aeronaves durante a aquisição de dados.

| Prefixo da Aeronave | PR-SSB | PT-MEP | PT-WOP |
|---|---|---|---|
| Modelo da aeronave | C-208B | C-208B | Navajo PA3-310 |
| Fabricante da aeronave | Cessna | Cessna | Piper |
| Aeromagnetômetro | Scintrex CS-2 | Scintrex CS-2 | Scintrex CS-2 |
| Gamaespectrômetro | Radiation Solutions Inc./RS500 | Exploranium GR-820 | Exploranium GR-820 |
| Volume dos Cristais detectores de Iodeto de Sódio | 2.048 pol ³ down e 512 pol ³ up | 2.048 pol ³ down e 512 pol ³ up | 2.560 pol ³ down e 512 pol ³ up |
| Sistema de navegação | FASDAS | FASDAS | FASDAS |
| Sistema de aquisição GPS | Trimble AgGPS 132 DGPS “Realtime” | Trimble AgGPS 132 DGPS “Realtime” | Trimble AgGPS 132 DGPS “Realtime” |
| Radar altímetro | King – 405 | Collins ALT- 50 | Collins ALT- 50 |
| Altímetro barométrico | Fugro/Enviro | Fugro/Enviro | Fugro/Enviro |
| Magnetômetro terrestre | GEM System GSM – 19 | GEM System GSM – 19 | GEM System GSM – 19 |
| Sistema de aquisição | FASDAS | FASDAS | FASDAS |

Fonte: CPRM (2010).

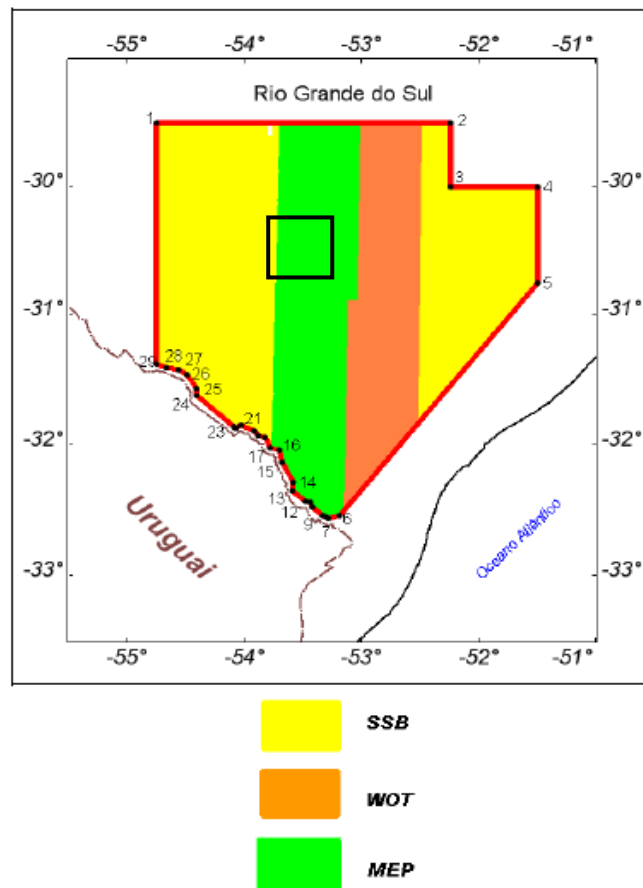
As aeronaves e equipamentos utilizados para a aquisição dos dados para a área de estudo deste projeto estão na coluna relacionada as aeronaves SSB e MEP (Figura 4).

As características do levantamento estão descritas resumidamente, a seguir:

- Direção das linhas de voo: N-S (Figura 4);
- Espaçamento entre as linhas de voo: 500m;
- Direção das linhas de controle: E-W;
- Espaçamento entre as linhas de controle: 10 km;

- Intervalo entre medições geofísicas consecutivas: 0,1 s (magnetômetro) e 1,0 s (espectrômetro).

Figura 4 – Vértices do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul e áreas de atuação de cada aeronave (SSB, WOT, e MEP). O marco preto representa a área de estudo.



Fonte: relatório final Lasa Prospecções S.A. (2010).

7.2. Processamento e análise

Após o processamento dos dados aerogeofísicos, foi realizada a interpretação qualitativa dos mesmos. Nesta etapa, foram analisados os principais lineamentos geológicos a partir dos resultados das imagens geradas no processamento. Como subsídio, foram realizados trabalhos de campo de cunho geológico-estrutural. Os resultados de campo foram integrados. Para o processamento, análise e interpretação dos dados e trabalho de campo foram usados os seguintes softwares e materiais.

- Softwares de processamento de dados geofísicos e de confecção de mapas (Oasis Montaj™ ArcGis™ e Google Earth™).
- Referências bibliográficas

7.3. Métodos

7.3.1. Magnetometria: Fundamentos Teóricos

A magnetometria (ou método magnético) é um método de investigação geofísica, que faz parte dos métodos potenciais, cujo princípio físico que a governa é a propriedade magnética das rochas. Utiliza a variação do campo geomagnético causada por minerais com propriedades magnéticas presentes nas rochas para estudos de superfície e subsuperfície. Embora a maioria dos minerais formadores de rochas não seja magnética, algumas rochas possuem minerais magnéticos o suficiente para causar anomalias magnéticas significativas para serem medidas. As anomalias magnéticas são frequentemente diagnósticos de estruturas locais e até mesmo regionais. Entretanto, as anomalias do campo magnético da Terra são mais difíceis de serem compreendidas devido suas naturezas dipolares, ao passo que a gravimetria, também um método potencial, é monopolar (TELFORD et al., 1990; KEAREY et al., 2009).

Em sua maior parte, as anomalias magnéticas são causadas principalmente pelo conteúdo de magnetita (Fe_3O_4) presente nas rochas, que tende a ser baixo em muitos sedimentos e nas rochas que constituem o embasamento (BURGER et al., 2006). A profundidade de investigação da magnetometria depende de muitos fatores como: o conteúdo de minerais magnéticos presentes na rocha, a geometria da fonte causadora da anomalia e também do gradiente geotérmico da região, tendo em vista que minerais que ultrapassam suas respectivas temperaturas de Curie, que é a temperatura na qual os minerais perdem suas propriedades magnéticas, não são detectados pela magnetometria. Para a magnetita, o mineral magnético mais abundante da crosta terrestre e o principal alvo das pesquisas envolvendo o método magnético, a temperatura de Curie está entre 500° a 600°C , sendo 580° para a magnetita pura.

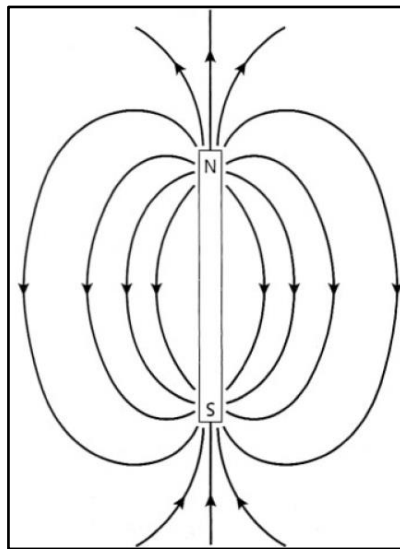
A magnetometria é um dos métodos mais versáteis da geofísica, podendo ser realizado em terra, água e ar para o estudo de estruturas rasas e profundas, e suas medidas podem ser obtidas a baixo custo para estudos locais e até mesmo regionais (BURGER et al., 2006). O método magnético aplicado com o auxílio de uma aeronave cobre grandes áreas com maior velocidade e pode realizar medidas em regiões inacessíveis para uma equipe terrestre.

7.3.2. Campo magnético

A área da física que fornece a sustentação teórica à magnetometria é o eletromagnetismo. Para uma compreensão da essência do método magnético é de fundamental importância entender os princípios físicos que o descreve.

Ao redor de uma barra magnética existem fluxos magnéticos que podem ser representados por linhas que saem de sua extremidade norte entrando na extremidade sul. Esse padrão linhas é chamado de *linhas magnéticas de força* (Figura 5) e podem ser observadas espalhando-se limalha de ferro em um papel colocado sobre um imã. Todo imã, por menor que ele seja, possui dois polos magnéticos denominado polo sul e polo norte, que são pontos onde as linhas magnéticas de força divergem (polo norte) e convergem (polo sul). Por convenção, adotou-se que o polo sul possui sinal negativo e o polo norte possui o sinal positivo, sendo que sinais contrários se atraem e iguais se repelem.

Figura 5 – Linhas de campo magnético produzido por uma simples barra magnética.



Fonte: Kearey et al. (2009).

Em 1785, o físico francês Charles Augustin de Coulomb propôs que a força exercida entre dois polos de uma barra magnética era inversamente proporcional ao quadrado de sua separação e proporcional ao produto dos polos, estabelecendo assim, uma das mais importantes equações do magnetismo, a Lei de Coulomb, expressada pela equação 1:

$$F = \frac{p_1 p_2}{\mu r^2} \quad (1)$$

Onde F é a força magnética, no SI em Newton (N), r é a distância entre dos polos de força p_1 e p_2 , em metro (m), e μ é a permeabilidade magnética, em Henrys por metro (H/m), p_1 e p_2 são as magnitudes dos polos, em Amper-metro (A m). A permeabilidade magnética é uma propriedade do material onde os polos estão localizados, sendo que cada material possui seu próprio valor de permeabilidade magnética.

Uma carga elétrica e cria um campo elétrico mesmo estando em repouso ou em movimento. A partir disso, seria conveniente pensar que o campo magnético B fosse criado por cargas magnéticas, embora cargas magnéticas, conhecidas como monopolos magnéticos, sejam conjecturadas por algumas teorias (HALLYDAY & RESNICK, 2009). No entanto, para haver um campo magnético B , a carga elétrica deve estar somente em movimento ou ele pode ser produzido quando as partículas elementares, como os elétrons, são usadas, pois elas possuem esse campo magnético intrínseco (HALLYDAY & RESNICK, op. cit.).

O campo magnético B é uma grandeza vetorial podendo ser expressada matematicamente de diversas maneiras através de equações vetoriais como também escalares. A equação 2 mostra a equação vetorial do campo magnético, conhecida como a lei de Biot-Savart:

$$d\vec{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{i d\vec{s} \times \vec{r}}{r^2} \quad (2)$$

Onde μ_0 é a permeabilidade do vácuo que, por definição, é $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ T m/A, $i d\vec{s}$ é um elemento de corrente, \vec{r} é o vetor unitário na direção de r . Como a lei de Biot-Savart mostrada na equação 2 calcula o diferencial do campo magnético, ou seja, o infinitesimal do campo B , então para encontrar o campo magnético total basta integrar a equação 2.

É importante ressaltar que na teoria do eletromagnetismo existem dois campos magnéticos denotados por B e H . B é o campo magnético total gerado por um fluxo de corrente elétrica, ao passo que H , chamado força de magnetização (*magnetizing force* ou *magnetic field strength*), é um parâmetro computacional proporcional a B em materiais não magnetizáveis. Em materiais magnetizáveis, H descreve o quanto o campo magnético B é modificado por uma intensidade de magnetização J (LOWRIE, 2007). Em outras palavras, o campo magnético H derivado de B , ou seja, é a modificação de B devido a campos magnéticos produzidos pelo meio material. O campo magnético B e H estão relacionados de forma linear através da equação 3:

$$B = \mu_0 (H + J) \quad (3)$$

Onde J é a intensidade de magnetização, uma propriedade fundamental de um corpo magnetizável de se tornar magnetizado por indução magnética. O corpo se torna magnetizado devido a reorientação dos átomos e moléculas de modo que seus *spins* se alinham. O alinhamento dos dipolos internos produz o campo J que, dentro do corpo magnetizado, é adicionado ao campo H . No SI, a unidade para a intensidade de magnetização J é o Amper/metro (A/m) (TELFORD et al., 1990).

Para baixo campo magnético H , a intensidade de magnetização J é proporcional a H e está na mesma direção de H . O grau no qual o material é magnetizado é determinado por uma importante constante no estudo geofísico, a susceptibilidade magnética, que é definida pela equação 4:

$$J = kH \quad (4)$$

A susceptibilidade magnética é um parâmetro fundamental adimensional das rochas e minerais. A resposta magnética adquirida nas aquisições geofísicas é determinada pelo conteúdo e pela susceptibilidade magnética do material medido. Cada rocha e mineral possui seu próprio valor de susceptibilidade magnética, sendo a magnetita possuindo o maior valor para prospecção geofísica.

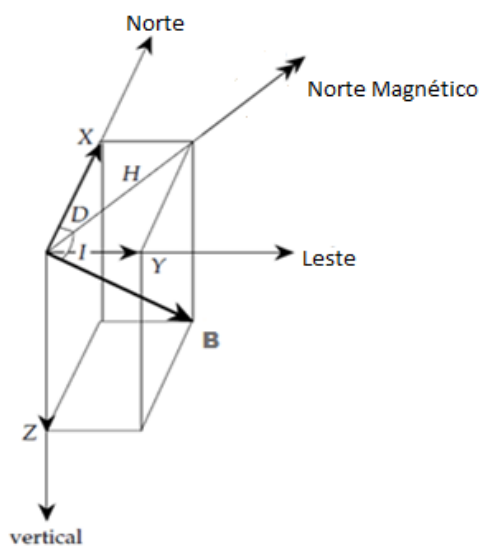
7.3.3. Magnetismo da Terra

O campo magnético da Terra em qualquer ponto de sua superfície é um vetor definido por sua intensidade e direção. A intensidade pode ser medida utilizando diversos aparelhos e é quantificada pela unidade do SI denominada Tesla, a mesma usada para o campo magnético B . A direção pode ser determinada por uma bússola na qual sempre apontará paralelamente ao campo geomagnético.

O campo magnético terrestre é muito fraco, de modo que sua maior intensidade se encontra nos polos, onde tem o valor de aproximadamente $6 \cdot 10^{-5}$ T (LOWRIE, 2007). Para quantificar o campo magnético com esta precisão, os geocientistas utilizam o magnetômetro, onde os mais modernos possuem uma alta sensibilidade na casa de 10^{-9} T (LOWRIE, op. cit.). Como é um número muito pequeno, tornou-se viável aderir uma nova escala. Na exploração geofísica, os geofísicos utilizam o nano tesla (nT), no qual $1 \text{ nT} = 10^{-9}$ T.

Conforme citado acima, o campo magnético é um vetor, e os vetores podem ser descritos através de suas componentes. Para o vetor campo magnético são usados os elementos ou componentes geomagnéticas (Figura 6). As componentes podem ser representadas em um plano cartesiano, no qual o vetor magnético é paralelo a qualquer um dos três eixos.

Figura 6 – Componentes do campo geomagnético. B é o vetor campo magnético total, H é a componente horizontal e Z a vertical. D é a declinação magnética e I é inclinação magnética. O vetor X representa o norte magnético e Y o Leste.



Fonte: modificado de Lowrie (2007).

O vetor campo magnético total B tem uma componente vertical Z e uma horizontal H. O mergulho de B com relação a um plano horizontal é o ângulo I. O vetor X é paralelo ao norte geográfico e o vetor Y ao leste. A declinação D é ângulo entre o norte magnético e o norte geográfico. B varia, em intensidade, cerca de 25 000 nT nas regiões equatoriais e aproximadamente 70 000 nT nos polos (KEAREY et al., 2009). Burger et al. (2006) relatam que a variação é de aproximadamente 30 000 nT e 70.000 nT nas regiões equatoriais e polos, respectivamente.

O campo magnético total B pode ser resolvido em termos de suas sete componentes geomagnéticas, pois todas elas estão relacionadas de várias maneiras. Três elementos geomagnéticos são suficientes para determinar as outras quatro (BURGER et al., 2006).

$$\left\{ \begin{array}{l} B^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \\ Z = B \sin I, \quad H = B \cos I, \quad \tan I = \frac{Z}{H} \\ X = H \cos D, \quad Y = H \sin D \end{array} \right. \quad (5)$$

Telford et al. (1990) relatam que o campo magnético da Terra é composto por três partes:

- Um campo principal de origem interna que varia vagarosamente (variação secular) e composto pelos elementos geomagnéticos. Aproximadamente 99% do magnetismo deste campo é devido a fontes no interior da Terra.
- Um pequeno campo, comparado com o campo principal, de variação mais rápida e origem externa.
- Variações espaciais do campo principal, que são causadas por anomalias magnéticas nas proximidades da crosta da Terra.

O campo magnético total não possui valores constantes, mudando vagarosamente sua intensidade e direção ao longo de muitos anos. Esta mudança é conhecida como variação secular, que pode ser desprezada se o levantamento magnético é feito em poucos dias. No entanto, os dados precisam ser ajustados caso a pesquisa seja feita ao longo de anos ou décadas (BURGER et al., 2006). Mapas geomagnéticos são produzidos por agências governamentais e servem como referência para a pesquisa magnética. O mais usado é o *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF). Ele apresenta os valores do campo magnético total, declinação e intensidade magnética na forma de mapas como também em tabelas.

As camadas ionizadas da atmosfera, onde há correntes elétricas, possuem um campo magnético pequeno, conforme citado anteriormente, de origem externa. Esse campo externo varia mais rapidamente que o campo de origem interna. Variações deste campo estão relacionadas a:

- Variação solar diurna, que acontece em um período de 24 horas e pode alcançar 30 nT dependendo da latitude.
- Variação lunar com período de 25 horas que pode alcançar 2 nT. Esta variação está associada a interação entre a lua e a atmosfera terrestre.
- Tempestades magnéticas que podem causar uma variação no campo externo de mais de 1000 nT. Estão associadas a atividade solar.

7.3.4. Magnetismo das rochas e minerais

Quando um material magnético é colocado em um campo magnético externo, ele se torna magnetizado. Esse material magnetizado gera outro campo magnético que reforça o campo magnético externo no qual ele foi submetido. Esse tipo de magnetização se chama magnetização induzida. Quando o campo externo é retirado, o material magnético deixa de possuir a magnetização induzida. No entanto, alguns materiais podem reter e preservar a magnetização induzida. Esse fenômeno é conhecido como magnetização remanescente, que pode ser produzida de diferentes formas, magnetização remanescente detritica, química, viscosa, isotermal. No entanto, um tipo de magnetização remanescente que possui uma importância especial é a magnetização termo remanescente, que é o resultado de quando o material é resfriado abaixo da temperatura de Curie na presença de um campo externo, onde geralmente é o campo magnético da Terra (TELFORD et al., 1990). Esse tipo de magnetização tem uma importância especial nos levantamentos magnéticos, pois os minerais ferrimagnéticos a adquirem quando são cristalizados e resfriados durante a solidificação das rochas ígneas.

As anomalias magnéticas captadas pelos equipamentos são causadas por minerais magnéticos que compõem as rochas. As propriedades magnéticas descrevem o comportamento de qualquer substância sob a influência de um campo magnético (SCHÖN, 1996). De acordo com Schön (1996), existem três principais grupos de materiais que possuem propriedades magnéticas:

- Substâncias diamagnéticas;
- Substâncias paramagnéticas;
- Substâncias ferromagnéticas, antiferromagnéticas e ferrimagnéticas.

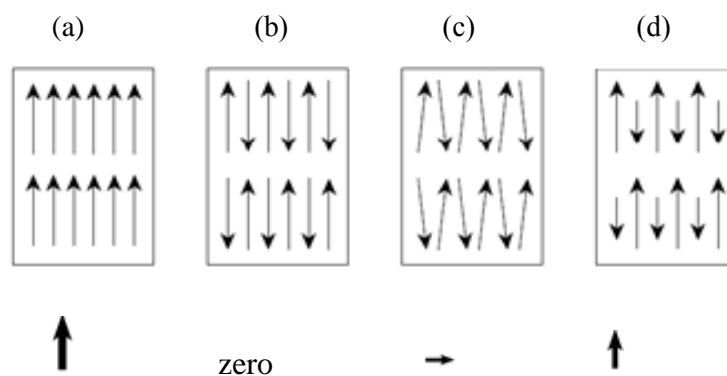
Nas substâncias diamagnéticas as camadas eletrônicas estão completas. Dois elétrons podem estar na mesma camada eletrônica desde que seus *spins* possuam direções opostas. A órbita dos elétrons dos átomos da substância está orientada na direção oposta ao campo magnético externo aplicado (TELFORD et al., 1990). Consequentemente, a susceptibilidade desses materiais é fraca e negativa (KEAREY et al., 2009). Os principais materiais diamagnéticos são o grafite, mármore, quartzo e o sal.

Os elétrons das substâncias paramagnéticas possuem a camada eletrônica incompleta. Quando um campo magnético é aplicado sobre essas substâncias, os *spins* dos elétrons

produzem um momento magnético que tem a mesma direção do campo aplicado (SCHÖN, 1996), mas fraco. Esse efeito pode ser descrito através da equação que relaciona a magnetização induzida J e a força do campo magnético aplicado H , mostrado na equação 4.

Nas substâncias ferromagnéticas (Figura 7) os dipolos são paralelos, gerando uma magnetização espontânea muito forte mesmo sem um campo magnético externo aplicado a elas, e uma susceptibilidade alta (KEAREY et al., 2009). Os elementos que possuem este tipo de magnetismo são o ferro, níquel e cobalto. As substâncias antiferromagnéticas possuem dipolos antiparalelos, de modo que os campos se anulam e não há nenhum efeito magnético. No entanto, um defeito no retículo cristalino de um material ferromagnético pode gerar uma pequena rede magnetizada chamada antiferromagnetismo parasita (KEAREY et al., 2009). O exemplo do mineral mais comum com esse efeito é a hematita. As substâncias ferrimagnéticas possuem dipolos antiparalelos, mas suas intensidades não são iguais, produzindo uma alta susceptibilidade magnética e uma alta magnetização espontânea. Exemplos de minerais ferrimagnéticos são a magnetita, titanomagnetita, óxidos de ferro e titânio. A magnetita é o mais comum devido à sua maior abundância nas rochas.

Figura 7 – Representação esquemática da orientação, intensidade e vetor resultante dos dipolos: (a) ferromagnetismo, (b) antiferromagnetismo, (c) antiferromagnetismo parasita, (d) ferrimagnetismo.



Fonte: Lowrie (2007).

Os minerais magnéticos mais importantes são os óxidos de ferro e titânio (Fe^{2+} , Fe^{3+} e Ti^{4+}). A proporção relativa destes três íons determinará as propriedades ferrimagnéticas do mineral. A magnetita (Fe_3O_4) é um óxido de ferro ferrimagnético com susceptibilidade magnética alta o suficiente para ser medida nas pesquisas geofísicas. Seu conteúdo nas rochas, além do tamanho do grão, como grão está disseminado na rocha e a forma na qual ele adquiriu

a magnetização remanescente determinará a propriedade magnética da rocha. Outros minerais também importantes nas pesquisas magnéticas geofísicas, porém menos abundantes na crosta terrestre são a Hematita (Fe_2O_3), Pirrotita (FeS) e Ilmenita (FeTiO_3). Uma tabela que mostra valores médios de susceptibilidade magnética para algumas rochas e minerais está disposta no APÊNDICE A. Uma lista mais completa pode ser encontrada em Telford et al. (1990), e de minerais diamagnéticos, paramagnéticos, ferromagnéticos, antiferromagnéticos e ferrimagnéticos podem ser encontradas em Schön (1996).

7.3.4.1. Equipamentos de medidas do campo magnético

O magnetômetro é o equipamento utilizado para medir o campo magnético. Modernos magnetômetros usados em levantamentos aéreos possuem uma sensibilidade de 0,001 nT e efetuam as leituras rapidamente, ao passo que magnetômetros da década de 1940 eram pesados, delicados e lentos para operá-los (LOWRIE, 2007). Ao longo dos anos eles foram substituídos por magnetômetros mais modernos e ágeis durante a operação, os mais importantes são os magnetômetros Flux-Gate, Precessão de Prótons e o Bombeamento Ótico. O princípio de funcionamento do magnetômetro de Bombeamento Ótico, cujo o qual foi utilizado para o levantamento de dados que este projeto se baseará, é abordado no APÊNDICE A.

7.3.4.2. Aplicações dos métodos magnéticos

A aplicação dos métodos magnéticos tem por principal objetivo identificar materiais que possuem propriedades magnéticas. Essas materias podem ser rochas, objetos metálicos e depósitos minerais. Rochas fraturadas e falhadas podem estar preenchidas por material ígneo de origem mantélica. A identificação dessas falhas preenchidas por esse tipo de material gera anomalias magnéticas, e o reconhecimento e delineamento dessas estruturas podem fornecer informações preciosas a respeito da tectônica, geologia local e regional.

Os levantamentos magnéticos realizados nos oceanos mostraram que a crosta oceânica é caracterizada por um padrão de lineamentos magnéticos, os quais foram de fundamental importância para o desenvolvimento da tectônica de placas e a expansão do assoalho oceânico.

De acordo com Burger et al., (2006), os métodos magnéticos são utilizados na arqueologia para a localização de sites e objetos arqueológicos, pois muitos artefatos são feitos de ferro. Aqueles autores também citam a aplicação dos métodos magnéticos para detectar cavernas ou espaços vazios. Isso seria possível se as rochas tivessem suscetibilidade magnética suficiente. Sendo assim, os espaços vazios produziram um contraste de susceptibilidade negativa. Na identificação de depósitos minerais, os métodos magnéticos são largamente utilizados, principalmente os depósitos de ferro, mas também são capazes de localizar sulfetos maciços (KEAREY et al., 2009). Em investigações geotécnicas, os métodos magnéticos podem ser usados para identificar e delinear zonas de falhas no embasamento e também para localizar corpos metálicos enterrados como dutos e túneis de minas antigas (KEAREY op. cit.).

7.4. Gamaespectrometria: Fundamentos Teóricos

Na gamaespectrometria, a propriedade física que conduz o método é a radioatividade causada pelos elementos radioativos presentes nos minerais que compõem as rochas.

A descoberta original da radioatividade natural foi feita por Becquerel em 1896, brevemente depois que Röntgen ter anunciado em 1895 a descoberta do raio x (TELFORD et al., 1990). Becquerel já havia estudado uma propriedade dos compostos de urânio conhecida como fluorescência, que é a emissão de luz quando expostos a luz ultravioleta. Os raios x podem marcar uma chapa fotográfica e Becquerel testou se os compostos de urânio poderiam fazer o mesmo. Seu famoso experimento basicamente consistiu em colocar uma chapa fotográfica dentro de um espesso envelope preto para que nenhuma luz passasse. Colocou cristais de urânio sobre o envelope e deixou expostos a luz solar por algumas horas, pois inicialmente acreditava que a fluorescência do urânio fazia com que os cristais emitissem algum tipo de radiação. Em seguida, percebeu que a chapa fotográfica ficou marcada com a forma dos cristais. Becquerel fez o mesmo experimento, mas colocando os cristais de urânio e o envelope contendo a chapa fotográfica dentro de uma gaveta sem a passagem da luz solar. A chapa fotográfica também ficou marcada pelos cristais. Sua conclusão foi que as marcas dos cristais de urânio na chapa fotográfica não foram causadas pela luz solar, mas sim por uma propriedade dos próprios cristais de urânio. Entretanto, Becquerel não conseguiu explicar como compostos de urânio que não eram fluorescentes também marcavam a chapa fotográfica. As pesquisas de Becquerel

abriram espaço para Marie Curie e Ernest Rutherford, que alavancaram as pesquisas da radioatividade.

Embora existam mais de vinte elementos radioativos até então conhecidos, apenas o urânio (U), tório (Th) e um isótopo do potássio (^{40}K) são importantes na exploração geofísica, pois os outros elementos são raros ou produzem uma radioatividade fraca, ou ambos, para serem diagnosticados nos levantamentos geofísicos. Desta maneira, a aplicação da gamaespectrometria tem por finalidade quantificar o conteúdo destes minerais presentes nas rochas. Outros elementos radioativos como o isótopo do rubídio (Rb), que é utilizado em datações, possuem diferentes aplicações.

O levantamento gamaespectrométrico (ou levantamento radiométrico), é empregado na pesquisa dos depósitos necessários a essa aplicação e também dos depósitos não radioativos que podem estar associados a elementos radioativos, como o titânio e zircônio (KEAREY et al., 2009). A gamaespectrometria é muito utilizada no mapeamento geológico, onde diferentes rochas podem ser reconhecidas devido as suas distintas assinaturas radiométricas. Os elementos urânio e tório são importantes como fonte de combustível para a geração de calor e energia para reatores nucleares (TEALFORD et al., 1990), tornando a pesquisa radiométrica interessante para estes fins.

De acordo com Minty (1997), o levantamento aéreo utilizando o gamaespectrômetro requer a consideração de muitas variáveis, como por exemplo, a adição da geometria e do contraste das propriedades físicas das fontes radioativas, a medição da radiação gama é uma função do tamanho da fonte, a eficiência e velocidade do detector. É também dependente das condições ambientais como a umidade do solo, chuva, vegetação e fontes não radioativas que sobrecarregam as fontes radioativas mascarando suas as respostas radiométricas.

7.4.1. Decaimento Radioativo

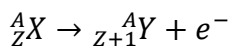
A radioatividade natural é um decaimento espontâneo de átomos de um certo isótopo para outro (SCHÖN 1996). Esse decaimento tem como consequência a liberação de partículas alfa, beta e gama em forma de radiação. Os núcleos instáveis dos átomos emitem partículas alfa, beta e gama a fim de alcançar a estabilidade atômica.

As partículas alfa (*alpha particles*) são fragmentos do núcleo original, onde estes fragmentos são equivalentes ao núcleo do elemento hélio (2 prótons + 2 nêutrons) que são emitidos do núcleo de um átomo instável durante certas desintegrações:



Onde A é o número de massa (número de prótons + número de nêutrons) e Z é o número atômico. X é o elemento inicial, Y o elemento final e He é o átomo de hélio. As partículas alfa têm carga e massa, sendo assim são facilmente bloqueadas pelo material e penetram poucos centímetros no ar.

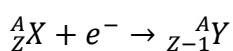
As partículas beta (*beta particles*) são elétrons que podem ser emitidos por um átomo quando um nêutron é dividido em um próton e um elétron (*e*) durante certas desintegrações. O próton permanece dentro do núcleo, de modo que o peso atômico permanece o mesmo, mas o número atômico aumenta para formar um novo elemento (KEAREY et al., 2009):



O elétron possui uma massa inferior com cerca de 1/1.840 a massa do próton, de forma que a partícula beta possui uma maior penetrabilidade nos materiais que a partícula alfa e pode penetrar mais que um metro no ar (MINTY, 1997).

Os raios gama (*gamma rays*) são puramente radiações eletromagnéticas liberadas pelos núcleos excitados dos átomos durante certas desintegrações. A radiação gama é caracterizada pelo seu comprimento de onda que está entre 10^{-11} até 10^{-13} (SI) equivalente a frequências entre 10^{19} e 10^{21} Hertz (SCHÖN, 1996). Ela é diferente do raio x, pois possui maior energia. Os raios gama podem penetrar mais que 30 centímetros na rocha e centenas de metros no ar (MINTY, 1997).

Existe também um outro processo de emissão de energia na forma de radiação gama que ocorre em determinadas desintegrações, chamado captura de elétron (*electron capture*). Neste processo, o elétron da camada mais interna penetra no núcleo. Desta forma, o número atômico diminui e um novo elemento é formado:



Para estudos geofísicos, a partícula gama é a mais importante devido sua maior penetrabilidade nas rochas, ao passo que as partículas alfa e beta, por terem massa, penetram pouco nos materiais. Cada fóton de raio gama tem uma energia discreta, e essa energia é

característica de cada fonte. Essa é a base da gamaespectrometria, pois a medida da energia de radiação permite que sua fonte seja detectada (GRASTY & MINTY, 1995). A energia de interesse geológico está entre 0,2 e 3 MeV (mega elétron volt).

A radioatividade natural das rochas é devido ao decaimento natural de seus radionuclídeos presentes nos minerais e rochas (SCHÖN 1996). Embora seja impossível, até o presente momento, predizer o exato momento em que um átomo decairá, cada isótopo radioativo (ou radioisótopo) possui uma taxa de desintegração característica. Esse processo de decaimento é descrito pela equação 6.

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (6)$$

A equação 6 é uma equação diferencial ordinária de primeira ordem separável e pode ser resolvida isolando os termos e integrando os dois lados da equação, resultando na equação 7:

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = \int_0^t -\lambda dt =$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (7)$$

Onde λ é a constante de decaimento que é intrínseca de cada elemento. N é o atual número de núclídeos e N_0 o valor inicial. A meia vida de um elemento é quanto tempo leva o número de átomos de um elemento radioativo para que N_0 diminua a sua metade, podendo ser descrita matematicamente pela equação 8.

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \quad (8)$$

No SI, a unidade da radioatividade é o Curie (Ci), que significa $3,7 \times 10^{10}$ desintegrações por segundo. Esta é aproximadamente a atividade de desintegração de 1 grama do isótopo de rádio (^{226}Ra). Seus múltiplos também são usados como miliCurie ($\text{mCi} = 10^{-3}$) e microcurie ($\mu\text{Ci} = 10^{-6}$).

O decaimento radioativo frequentemente ocorre em uma cadeia de números de elementos, também radioativos, chamados elementos filhos, com a finalidade de chegar a um elemento estável (GRASTY AND MINTY, 1995). Cada elemento radioativo possui uma série de decaimento. Porém, as séries mais importantes para os estudos geofísicos são:

- Série do Urânio: o ^{238}U e o ^{235}U decaem, e o elemento final do decaimento é o ^{206}Pb e o ^{207}Pb , respectivamente;
- Série do Tório: o ^{232}Th decai, e o último elemento desse decaimento é o ^{208}Pb ;
- Série do Potássio: o isótopo ^{40}K representa aproximadamente 0,012% do potássio natural (TELORD et al., 1990; SCHÖN, 1996), e decai para o ^{40}Ca .

Uma tabela completa da série de decaimento e os níveis de energia relacionados a cada série pode ser encontrada em Telford et al., (1990).

De acordo com Minty (1997), as fontes naturais de radiação gama podem ser divididas em três grupos de acordo com sua origem. O primeiro grupo inclui ^{40}K , ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , que são acreditados terem sido criados durante a criação do universo e possuem meia vida na mesma ordem de grandeza da idade da Terra ($\sim 5 \times 10^9$ anos). O segundo grupo é formado pelos elementos filhos resultantes do decaimento dos elementos do primeiro grupo. Eles possuem meia vida que variam desde algumas frações de segundos até $10^4 - 10^5$ anos. O terceiro grupo inclui isótopos criados por fatores externos, como a interação dos raios cósmicos com a Terra e sua atmosfera.

Existem três principais processos de interação da radiação gama com a matéria: o efeito fotoelétrico, o espalhamento Compton e a produção de par, onde cada um é predominante em determinados níveis de energia (figura 8).

O efeito fotoelétrico (*photoelectric effect*) é a emissão de um elétron quando um material é exposto a radiação eletromagnética (ou um raio luminoso de alta frequência). O elétron absorve a energia dos fótons de luz, adquirindo energia mais alta que a necessária para permanecer na camada eletrônica de um átomo. Einstein usou a ideia de fóton para explicar esse efeito, que simplesmente não pode ser compreendido à luz da física clássica (HALLYDAY & RESNICK, 2009). Ele resumiu os resultados de seus experimentos para o efeito fotoelétrico utilizando a equação 9:

$$hf = K_{max} + \Phi \quad (9)$$

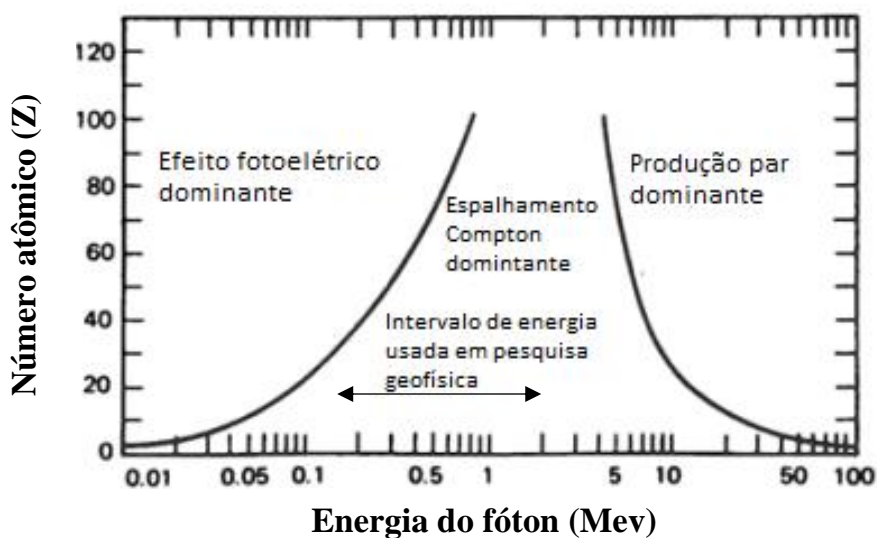
Onde h é a constante de Planck, cujo valor é $6,63 \times 10^{-34}$ J s. A variável f é a frequência, K_{max} é a energia cinética e Φ é a função trabalho que depende do material onde a radiação incide. A equação 9 representa basicamente a aplicação da lei da conservação de energia à emissão

fotoelétrica de um material cuja função de trabalho é Φ (HALLYDAY & RESNICK, 2009). O efeito fotoelétrico é predominante em menores níveis de energia.

O espalhamento Compton (*Compton scattering*) é o processo pelo qual o fóton, que para fins geofísicos é a radiação gama, perde parte de sua energia para o elétron e é desviado de seu trajeto original. Quando a energia da radiação gama é muito maior que a energia de ligação do elétron (que pode variar de ~ 105 eV para a camada K mais próxima do núcleo de elementos pesados até poucas unidades de eV para elementos leves), o espalhamento acontece como se os elétrons estivessem desacoplados da casca eletrônica e em repouso (TELFORD et al., 1990). A energia perdida pela radiação gama é então transferida como energia cinética para o elétron (MINTY, 1997). O espalhamento Compton acontece em níveis moderados de energia e é o processo predominante na interação da radiação gama com a matéria para fins de pesquisa geofísica, pois sua faixa de energia e absorção média são as mais encontradas na gamaespectrometria. Tipicamente, os fótons da radiação gama estão da faixa de energia entre 0,7 – 3 MeV e perder, em média, cerca de metade de sua energia pelo espalhamento Compton (MINTY, 1997).

A produção de par (*pair production*) é o processo em que o fóton é completamente absorvido. O resultado é a criação de um par elétron-pósitron (elétron positivo) no campo eletrostático de um núcleo e com energia total igual a energia original do fóton (MINTY, 1997). A energia de repouso do elétron é 0,51 MeV, a produção par não pode acontecer quando a energia da radiação gama não ultrapassar 1,02 MeV. (TELFORD et al., 1990). Este fenômeno acontece em altos níveis de energia.

Figura 8 – Interação da radiação gama com a matéria. O gráfico mostra que o efeito Compton está no intervalo de níveis de energia referente ao método gamaespectrométrico.



Fonte: modificado de Minty (1997).

7.4.2. Abundância de potássio, urânio e tório em minerais e rochas

A radioatividade natural das rochas é devida principalmente a contribuição dos elementos químicos potássio, urânio e tório. As concentrações desses elementos na crosta terrestre variam largamente, dependendo da composição da rocha, sua gênese e o ambiente no qual as concentrações se encontram. A tabela 3 mostra os valores médios destes elementos na crosta de acordo com Schön (1996).

TABELA 3 – Valores médios para as concentrações dos elementos radioativos na crosta terrestre e oceânica.

| | Urânio ppm | Tório ppm | Potássio % |
|-------------------------|-------------------|------------------|-------------------|
| Crosta terrestre | 2,5 | 13 | 2,5 |
| Crosta Oceânica | 0,68 | 2,8 | 0,87 |

Fonte: modificado de Schön (1996).

O potássio é um elemento alcalino que compõe cerca de 2,5% (SCHÖN, 1996) da crosta terrestre. A radiação gama emitida pelo potássio é devido ao seu isótopo ^{40}K , que representa

cerca de 0,012% do potássio original. Aproximadamente 89% do decaimento radioativo do ^{40}K para o ^{40}Ca é por emissão de elétron, isto é, partícula beta (DICKSON & SCOOT, 1997), enquanto os outros 11% do decaimento do ^{40}K para o ^{40}Ar é por captura de elétrons. Este processo é seguido pela emissão de radiação gama, que é detectado no levantamento gamaespectrométrico pela sua emissão de energia que possui um pico de 1,46 MeV que difere dos outros radioisótopos. Uma vez que ^{40}K ocorre como um valor fixo do potássio original, ele é usado para o cálculo direto do conteúdo de potássio da rocha. O ^{40}K possui uma energia menor que o U e Th, mas devido a sua grande abundância na crosta terrestre, é considerado um contribuidor de radiação natural equivalente ao U e Th (DICKSON & SCOOT, op. cit.).

Os maiores hospedeiros de K são os feldspatos potássico (principalmente ortoclásio e microclina com cerca de 13% K) e micas, como a biotita e a muscovita, com cerca de 8% K (DICKSON & SCOOT, 1997). Está ausente em minerais máficos. Consequentemente seu teor é baixo em rochas como basalto e ainda mais baixo em rochas ultramáficas, como os dunitos e peridotitos, mas é relativamente alto em rochas félsicas, como o granito. Durante o intemperismo, os minerais hospedeiros do K são destruídos na ordem biotita - feldspato potássico – muscovita. Desta maneira, o comportamento do intemperismo determinará o conteúdo deste radioelemento nas rochas e solos.

O urânio possui a menor concentração dos três radioelementos na crosta terrestre, com aproximadamente 2,5 ppm (SCHÖN, 1996). Pode estar presente em rochas na forma de óxidos e minerais silicatados, como uraninita e uranotorita. Minerais como monazita, xenotima e zircão podem carregar traços de urânio em sua composição. Destes três minerais, apenas o zircão e monazita são estáveis durante o intemperismo (DICKSON & SCOOT, 1997). O urânio que é liberado dos minerais durante o intemperismo pode ser retido em óxidos de ferro autigênicos e argilominerais ou precipitados em ambientes redutores formando depósitos de urânio em condições favoráveis (DICKSON & SCOOT, op. cit). O urânio não emite radiação gama durante o seu decaimento, sendo que a maioria da radiação gama é devido ao seu isótopo filho, o ^{214}Bi , que ocorre mais tarde na série de decaimento e emite uma radiação que possui um pico de energia. É detectado no levantamento geofísico por emitir um pico de energia de radiação de 1,76 MeV.

O tório possui uma concentração de cerca de 13 ppm na crosta terrestre (SCHÖN, 1996). Ele pode estar presente na allanita, monazita, zircão e xenotima em níveis superiores a 1000 ppm, como também pode aparecer como traços de outros minerais formadores de rochas. O tório liberado dos minerais durante o intemperismo pode ser retido em óxidos e hidróxidos de

ferro e titânio, e também com argilominerais (DICKSON & SCOOT, 1997). Assim como o urânio, o tório não emite radiação gama por si só durante seu decaimento, de modo que a maior parte dessa radiação é devido ao decaimento de seu elemento filho ^{208}Ti . É detectado no levantamento gamaespectrométrico por emitir um pico de energia de radiação de 2,62 MeV. A tabela 4 mostra os principais minerais hospedeiros dos radioelementos K, U e Th e suas principais ocorrências.

TABELA 4 – Minerais hospedeiros dos radioelementos K, U e Th, e suas principais ocorrências.

| | |
|-----------------|--|
| Potássio | (i) Feldspatos ortoclásio e microclínio |
| ➤ Mineral | (ii) Muscovita (iii) Alunita (iv) Silvita, carnalita |
| ➤ Ocorrência | (i) e (ii) Principais constituintes em rochas ígneas ácidas e pegmatitos (iii) Alteração em rochas vulcânicas (iv) Depósitos salinos em sedimentos |
| Tório | (i) Monazita |
| ➤ Mineral | (ii) Torianita (iii) Torita, uranotorita |
| ➤ Ocorrência | (i) Granitos, pegmatitos e gnaisses (ii) e (iii) Granitos e pegmatitos |
| Urânio | (i) Uraninita |
| ➤ Mineral | (ii) Carnotita (iii) Gumita |
| ➤ Ocorrência | (i) Granitos, pegmatitos e em veios de Ag, Pb, Cu, etc (ii) Arenitos (iii) associado à uraninita |

Fonte: modificado de Telford et al. (1990).

7.4.3. Equipamentos de medição da radioatividade

Existem diversos tipos de equipamentos que podem medir a radioatividade e, conseqüentemente, serem usados nos levantamentos gamaespectrométricos. Muitos deles

apresentam os resultados das medições como o número de contagens de emissões de radiação em um determinado período. Os principais medidores de radiação são o contador Geiger – Müller, o cintilômetro e o gamaespectrômetro. Uma abordagem sobre o princípio de funcionamento do gamaespectrômetro pode ser encontrada no APÊNDICE B.

7.4.4. Interpretação de dados gamaespectrométricos

Para uma interpretação dos dados gamaespectrométricos com maior embasamento teórico, é necessário o conhecimento da forma dos picos de energia dos radioelementos.

Os radioelementos K, U e Th possuem espectros característicos que representam a distribuição de energia emitida por parte da fonte. Parte desta energia é perdida pelo espalhamento Compton no trajeto entre a fonte e o receptor. Cada um destes elementos radioativos possui uma janela de energia, onde cada uma possui um pico. Estes picos de energia do K, U e Th diferem dos outros picos e são fundamentais para suas detecções pelo instrumento. A tabela 5 mostra a janela de energia destes três radioelementos e seus picos de energia. A Figura 9 ilustra um espectro de radiação típico em um instrumento que possui 256 canais entre 0 e 3 MeV.

TABELA 5 – Pico de energia dos isótopos de K, U e Th e seus respectivos intervalos de energia (MeV).

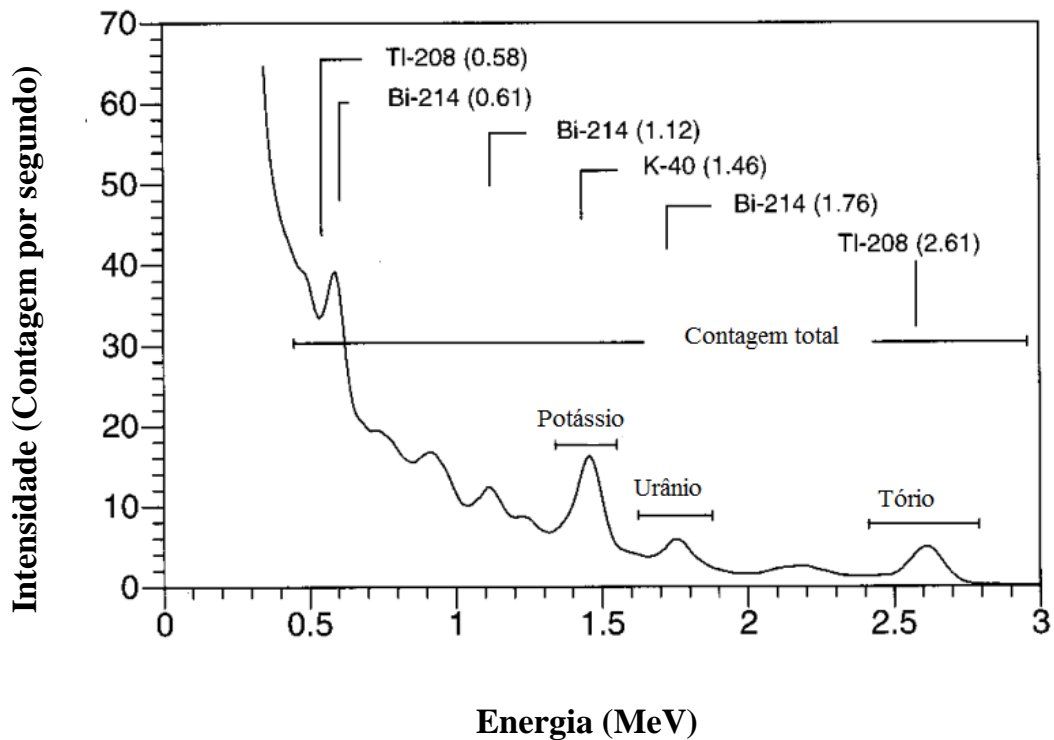
| Janela | Isótopo | Intervalo de energia (MeV) |
|----------------|-------------------------------|----------------------------|
| Contagem total | - | 0,4 – 2,81 |
| Potássio | ^{40}K (1,460 MeV) | 1,37 – 1,57 |
| Urânio | ^{214}Bi (1,765 MeV) | 1,660 – 1,860 |
| Tório | ^{208}Tl (2,614 MeV) | 2,410 – 2,810 |

Fonte: extraído de Minty (1997).

Durante a interpretação dos dados gamaespectrométricos, é importante entender os processos geológicos que podem afetar o conteúdo de K, U e Th. Dickson & Scoot (1997) citam alguns pontos de relevância:

- As rochas possuem uma grande variação em seus conteúdos de radioelementos, mas diversidade dentro de uma litologia pode ser larga o suficiente para impedir a classificação da rocha na interpretação de levantamentos aéreos;
- O intemperismo de todos os tipos de rochas conduz a perda do K e, para rochas félsicas, perda de U e Th. A quantificação desta perda depende de muitos fatores, mas tipicamente a perda está entre 20% – 30% do conteúdo dos três radioelementos.
- Processos de mineralizações podem também afetar o conteúdo dos radioelementos, com o potássio sendo o mais afetado. O tório pode ser afetado, mas estudos mostram tanto empobrecimento quanto enriquecimento deste elemento. O urânio é também afetado, mas a quantificação desta alteração é mais errática e, geralmente, ele não é um bom indicador de alteração.

Figura 9 – Espectro de radiação gama medido a 100 metros de altura mostrando os proeminentes picos de energia e as suas posições nas janelas de 3 canais.



Fonte: modificado de Minty (1997)

Embora haja um avanço da tecnologia dos instrumentos de medição, a interpretação dos dados é principalmente qualitativa. Parcialmente, isso é devido a pequena profundidade de penetração dos raios gama (~ 30 cm) e também de seu espectro complexo (TELFORD et al.1990). Os dados podem ser plotados como perfis ou utilizando diagramas em termos de eU, eTh, e K, onde eU e eTh significam -“equivalentes de Urânio e equivalente de Tório, respectivamente”-. Também podem ser plotados como razões de U/Th, U/K e Th/K. O modelamento das mudanças do conteúdo dos radioelementos devido ao intemperismo e a erosão do solo através de unidades individuais é possível utilizando modelos de elevação digital (*Digital elevation models – DEMs*) (DICKSON & SCOOT, 1997). Essa técnica trouxe um importante avanço no processamento e interpretação de dados geofísicos.

7.4.5. Aplicações da gamaespectrometria

A gamaespectrometria tem sido utilizada no mapeamento geológico e também na exploração mineral. No mapeamento geológico, ela pode delimitar contatos litológicos e, quando aplicados em conjunto com os métodos magnéticos ou eletromagnéticos, pode fornecer informações preciosas relacionadas a depósitos minerais como os fosforitos, cuja as rochas hospedeiras geralmente são anômalas no conteúdo de Urânio (TELFORD et al., 1990).

Os levantamentos aerogamaespectrométricos mostram um aumento no potencial para detectar alterações no solo causadas por mineralizações (DICKSON & SCOOT, 1997). Conforme citado anteriormente, um solo alterado pode mudar o conteúdo dos radioelementos, como, por exemplo, a alteração do potássio comparada à rocha hospedeira. Na mineralização, existe a aplicação direta para a busca de depósitos dos próprios radioelementos U e Th. Os levantamentos aéreos podem ser usados para procurar elevadas concentrações destes elementos. A razão Th/U representa um bom método para identificar depósitos de expressão (DICKSON & SCOOT, op. cit.).

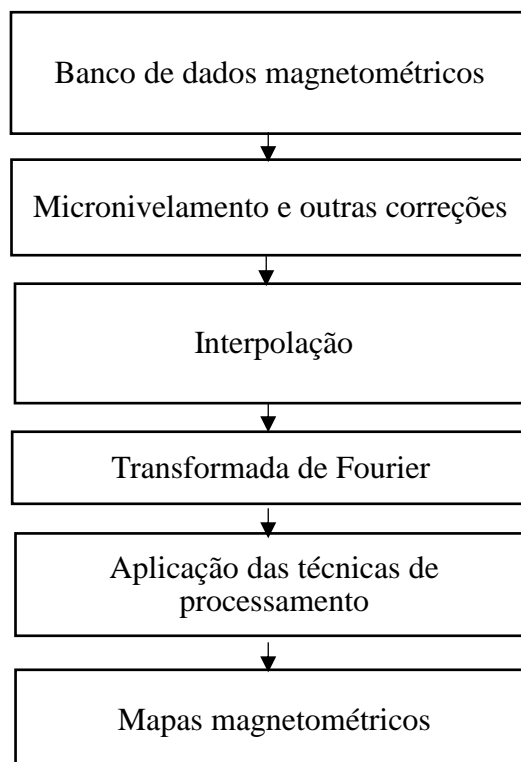
A grande limitação da gamaespectrometria é sua profundidade de investigação, impondo grandes limitações ao método de forma que métodos complementares são geralmente aplicados em conjunto para obtenção de resultados mais satisfatórios.

8. Resultados

8.1. Aeromagnetometria

Com o objetivo de identificar e delinear os principais lineamentos magnéticos, técnicas de processamento e realce das anomalias foram empregadas. Os mapas de contorno dos valores anômalos magnéticos apresentam contrastes nas propriedades magnéticas oriundos da aplicação das técnicas específicas. O fluxograma (Figura 10) representa as etapas seguidas que culminaram na geração dos mapas das anomalias magnéticas e assinaturas radiométricas.

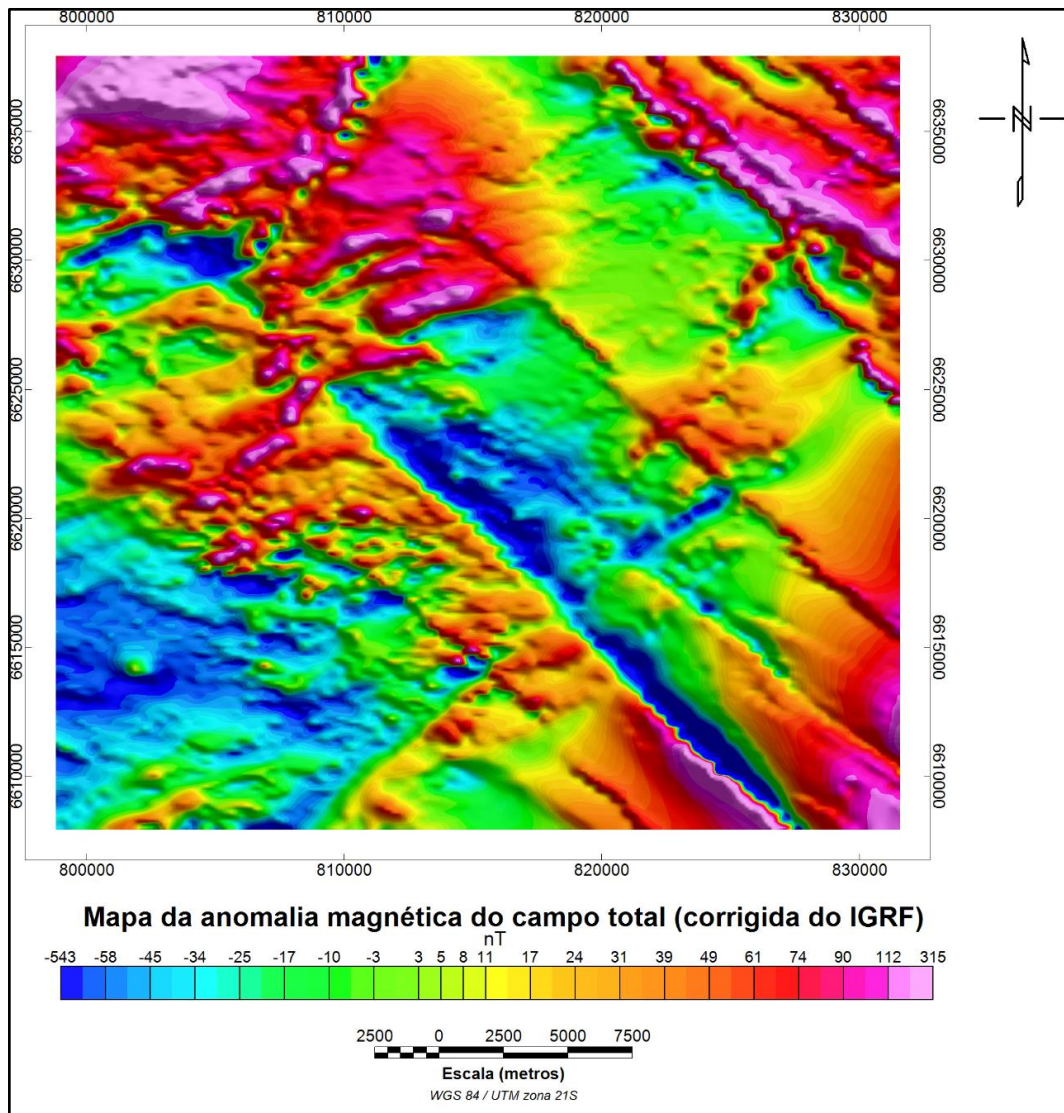
Figura 10 – Etapas sequenciais realizadas para o processamento de dados.



Para geração dos mapas, inicialmente foi criado o banco de dados magnetométricos. Posteriormente, foi corrigido o campo magnético da Terra (IGRF) e em seguida as tendências regionais foram removidas resultando no campo magnético anômalo total corrigido do IGRF. O Micronivelamento dos dados aéreos foi empregado para atenuar o *aliasing* que ocorre quando o comprimento de onda da anomalia é menor que duas vezes o espaçamento das linhas de voo.

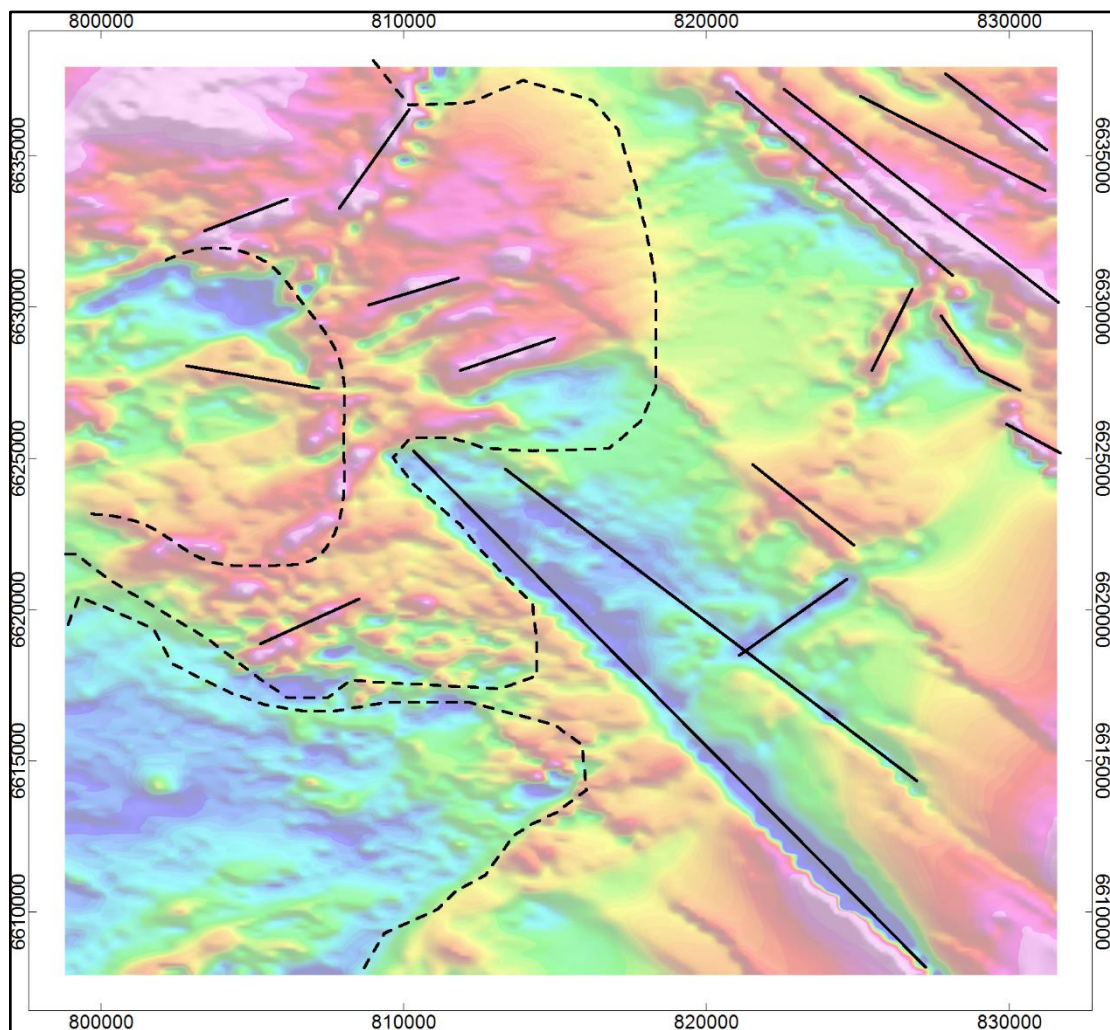
Após as correções, o método de interpolação Bidirecional (APÊNDICE C) foi empregado gerando valores aproximados do campo magnético em pontos não amostrados. É um processo importante, pois o uso de um interpolador que não contempla a forma de amostragem mais fidedigna pode gerar resultados não satisfatórios. Para o processamento dos dados, o interpolador utilizado foi o Bidirecional, com o tamanho de célula de 125, que representa 1/4 do espaçamento das linhas de voo. A Figura 11 apresenta o resultado da interpolação e a Figura 12 a interpretação dos principais lineamentos e domínios magnéticos.

FIGURA 11 – Mapa da anomalia magnética do campo total (corrigida do IGRF).



Fonte: autor (2016).

FIGURA 12 - Interpretação dos principais lineamentos magnéticos (linhas sólidas) e domínios magnéticos (linhas pontilhadas).

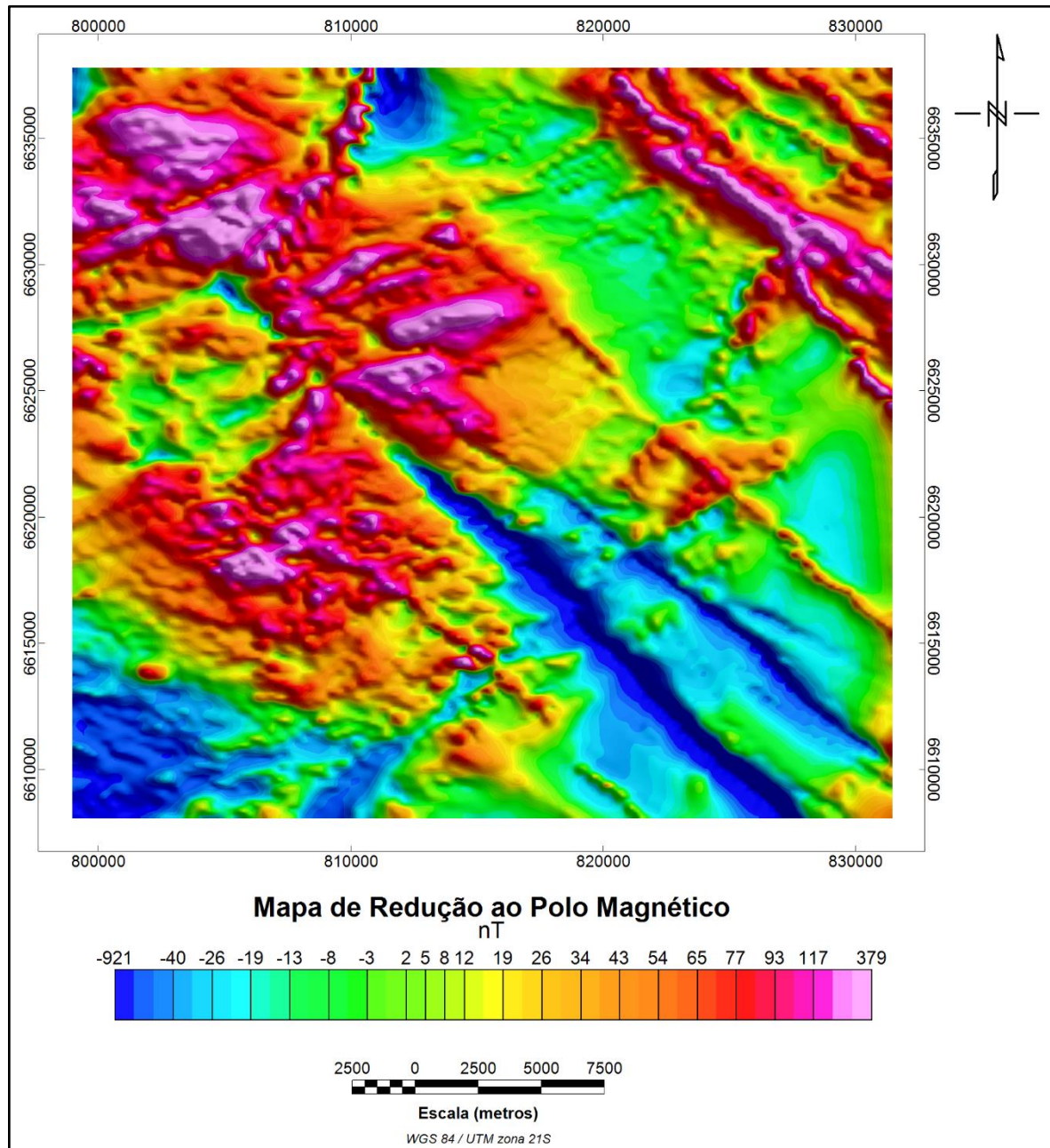


O mapa da anomalia magnética do campo total apresenta maiores lineamentos magnéticos na direção NW-SE, ao passo que os menores lineamentos estão na direção NE-SW. Alguns desses lineamentos se apresentam dentro de áreas anômalas (ou domínios magnéticos) assim como as atravessam. Os domínios magnéticos com valores baixos de amplitude do campo magnético são observados na borda inferior esquerda e no centro do mapa. Domínios com alto valores estão situadas nas bordas superior direita e esquerda, inferior direita e centro esquerda.

A técnica de redução ao polo magnético (RTP) aplicado no domínio de Fourier atenua o efeito da inclinação e declinação magnética da área sobre os dados magnéticos de campo total. O resultado é o deslocamento da anomalia magnética para o centro da fonte como se ela tivesse sido medida no polo magnético. Isso facilita a interpretação, de modo que a diferença na forma

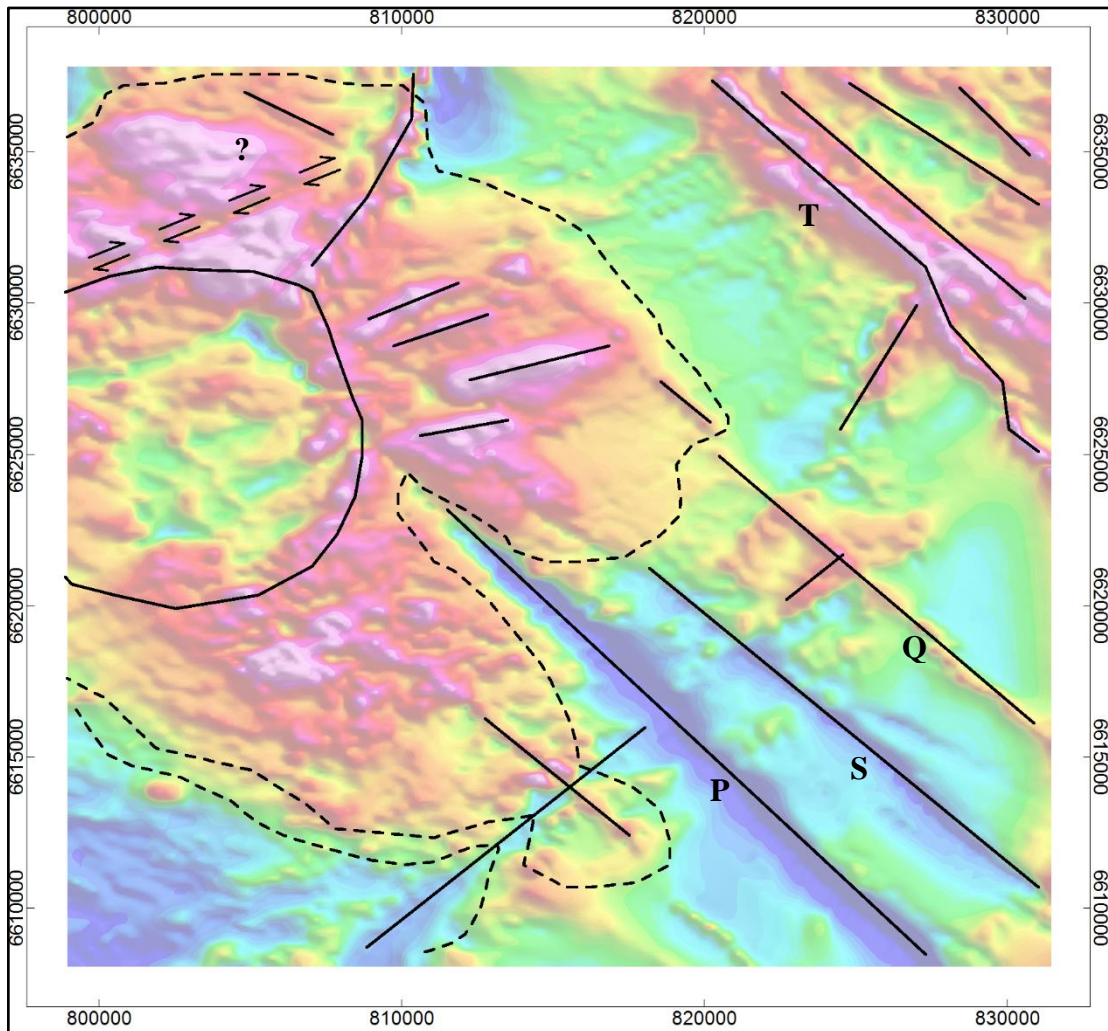
do grid reduzido ao polo pode ser atribuída a geometria e/ou às propriedades magnéticas da fonte. As Figuras 13 e 14 apresentam os resultados da aplicação desta técnica.

Figura 13 – Mapa de redução ao polo magnético (RTP).



Fonte: autor (2016).

Figura 14 - Interpretação dos principais lineamentos (linhas sólidas) e domínios magnéticos (linhas pontilhadas) do mapa de redução ao polo magnético, onde P é o lineamento magnético principal, S o secundário, T e Q são o terceiro e quarto, respectivamente. As setas indicam uma possível falha.



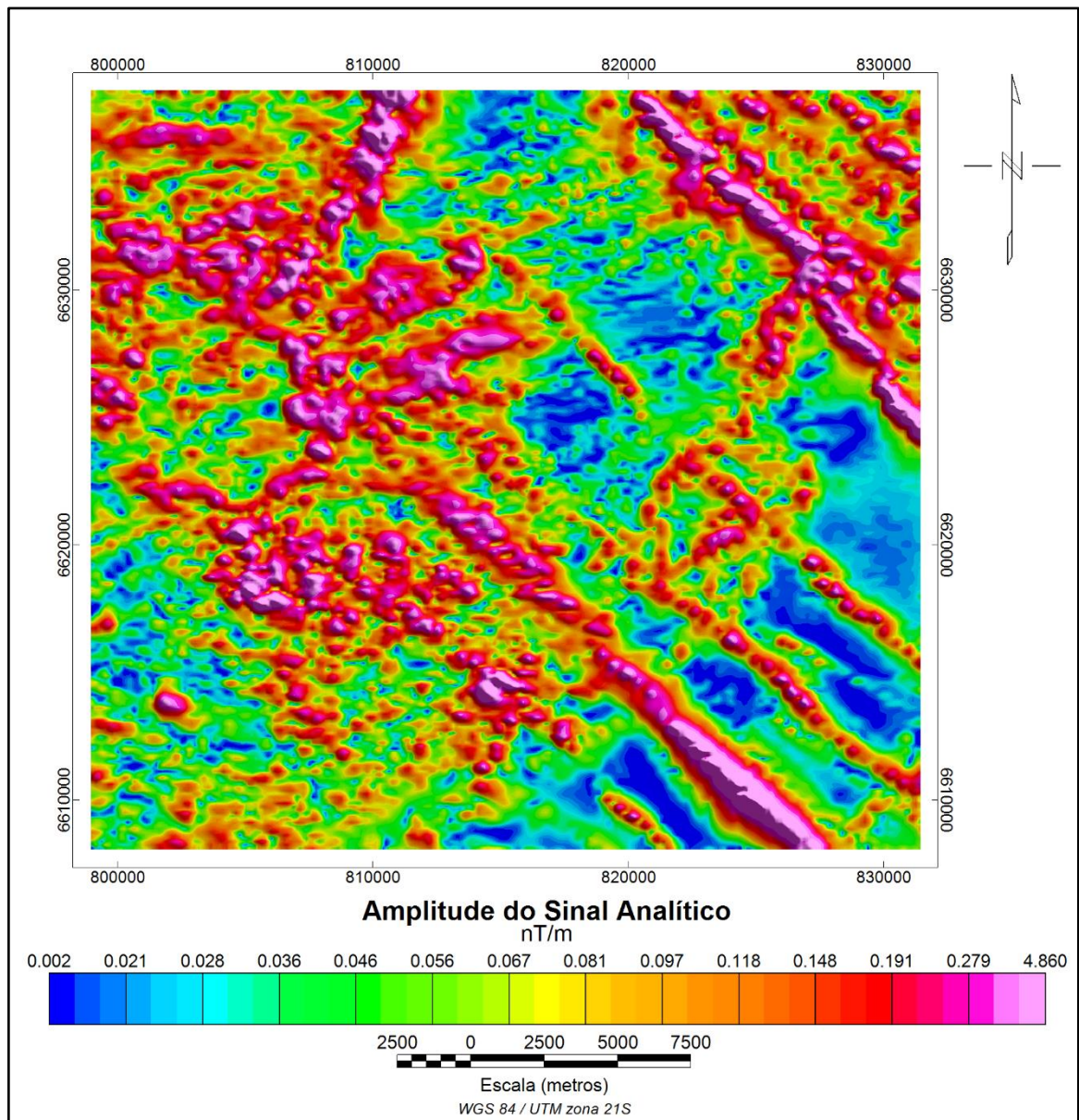
É possível observar na Figuras 13 o deslocamento das anomalias magnéticas, assim como a mudança dos valores da intensidade do campo magnético calculado pela técnica. É importante notar como a técnica RTP aborda a anomalia magnética, fazendo com que ela se torne monopolar (positiva ou negativa). A domínio anômalo, na região centro oeste do mapa (6620000 m, 810000 m) é ressaltado e parece estar sendo cortado pelo lineamento magnético NW-SE, que é o maior lineamento observado em todos os mapas gerados durante o processamento dos dados. Este será abordado como lineamento principal (P). Paralelamente ao lineamento P, é possível observar um segundo lineamento mais estreito, mas bem visível no mapa de redução ao polo. Este será abordado no texto como lineamento secundário (S). O lineamento S tem certa visibilidade no mapa da anomalia magnética do campo magnético total

corrigido do IGRF (Figura 11), mas pôde ser melhor delineado quando o campo magnético residual foi reduzido ao polo magnético. Também foi possível delinear o terceiro e quarto lineamento principal (T e Q)

Na análise do mapa de RTP, dois domínios magnéticos foram claramente identificados. Todos localizados na borda esquerda da Figura 13. Um padrão circular de anomalia magnética localizada no interior do maior domínio (porção central e superior esquerda – Figura 14) é observada. Esse padrão mantém a sua forma nos mapas subsequentes, representando uma singular geometria de anomalia.

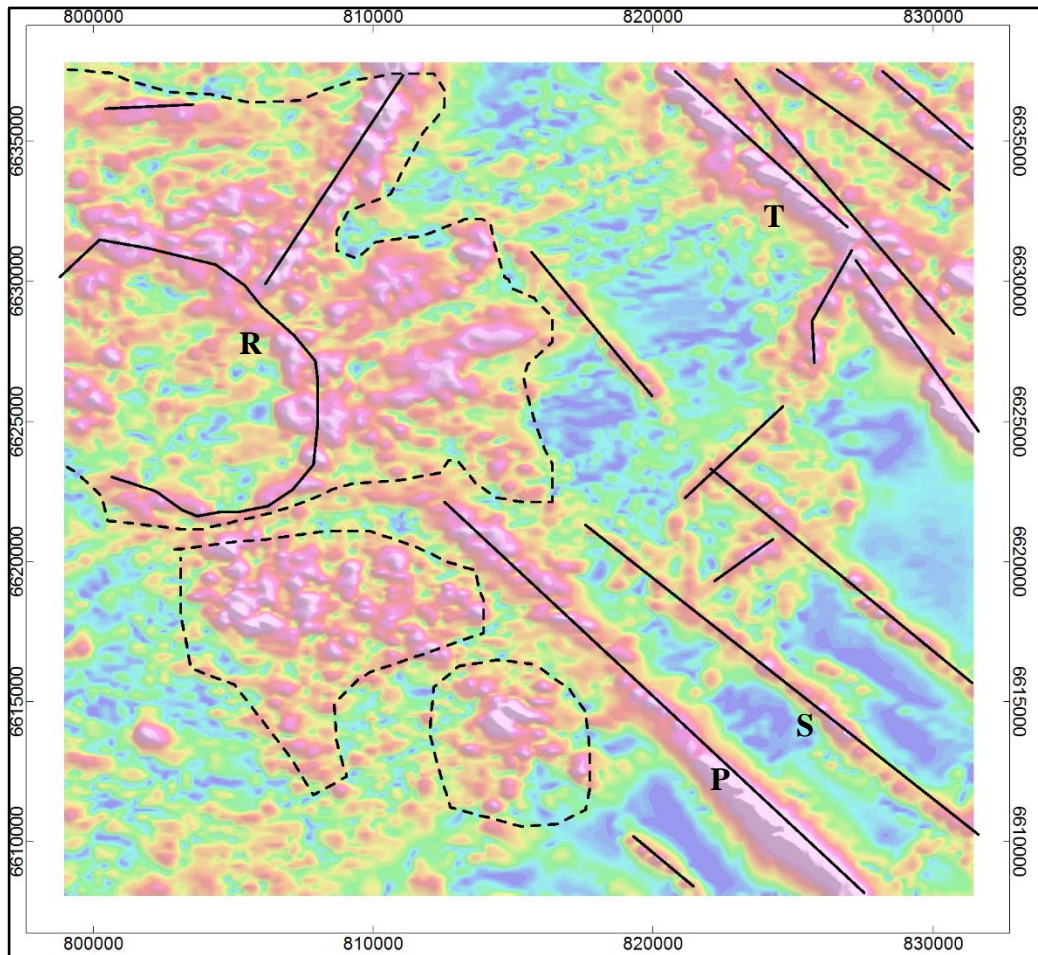
Uma das principais técnicas de realce utilizados no processamento de dados magnéticos é a Amplitude do Sinal Analítico (ASA). É uma técnica delimitadora de bordas de fontes anômalas, que é baseado na raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais da anomalia magnética. A característica do mapa ASA é que as amplitudes máximas estão localizadas nas bordas dos corpos anômalos, principalmente quando estão rasos, e diminuindo a amplitude do sinal à medida que a profundidade aumenta. As Figuras 15 e 16 apresentam os resultados de sua aplicação sobre dados reduzidos ao polo.

Figura 15 – Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) aplicado ao grid reduzido ao polo magnético.



Fonte: autor (2016).

Figura 16 - Interpretação dos principais lineamentos magnéticos (linhas sólidas) e áreas anômalas (linhas pontilhadas) do mapa da amplitude do sinal analítico reduzido ao polo, onde P é o lineamento principal, S o secundário, T e Q são o terciário e quarto, respectivamente, e R é o lineamento de padrão circular.

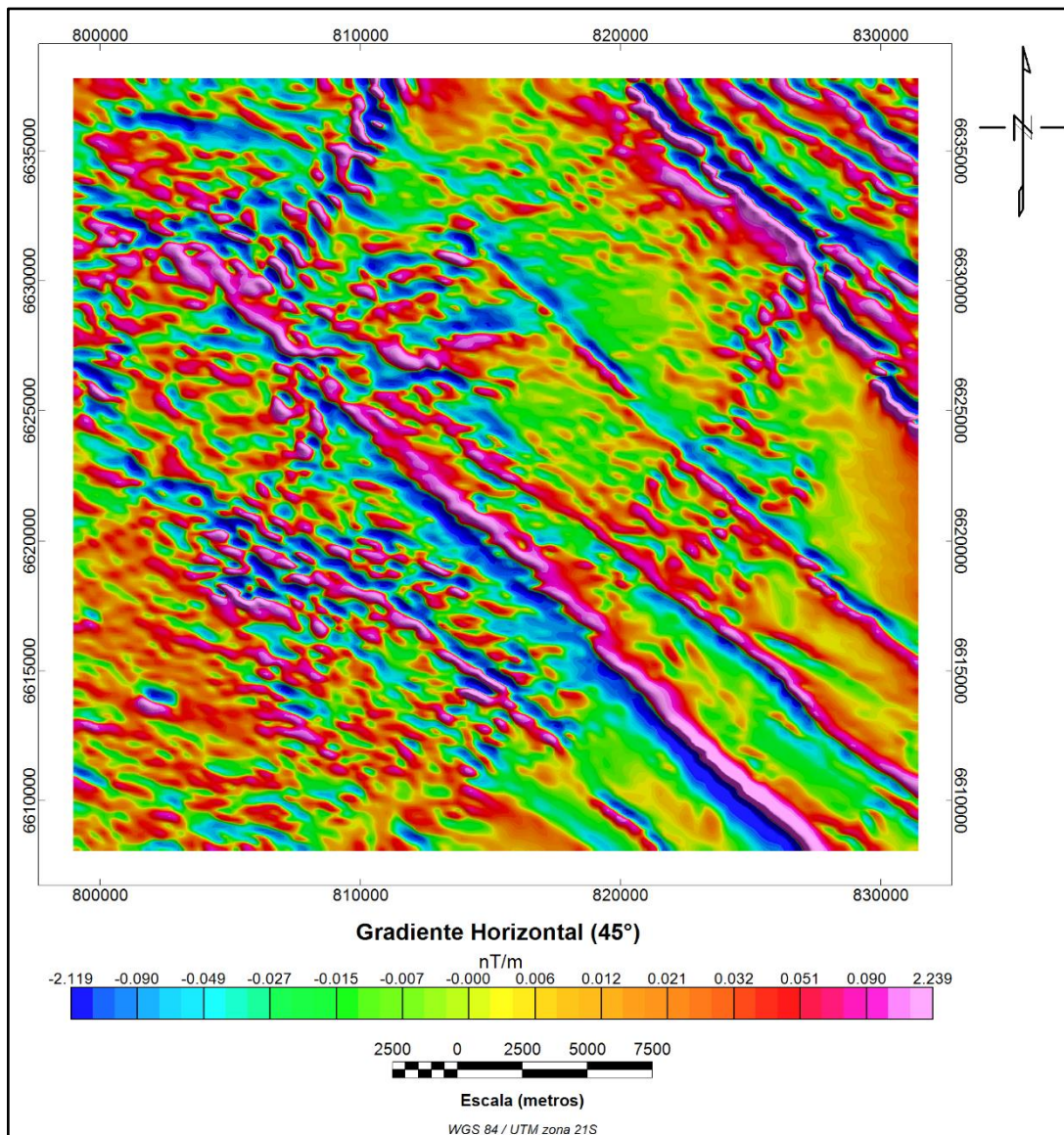


O lineamento P continua sendo proeminente com relação aos outros. O lineamento S, por sua vez, também pôde ser delineado, mas perde parte de sua intensidade. O terceiro lineamento magnético (T) localizado na borda superior direita (Figura 16) pôde ser melhor delineado pela técnica ASA, apesar dele já ter sido observado no mapa da anomalia magnética residual e no mapa de redução ao polo. Este lineamento possui uma descontinuidade na região próxima ao seu centro. O lineamento com o padrão circular (R) continua sendo uma importante característica em todos os mapas até então apresentados. Outros lineamentos magnéticos de direção NE-SW puderam ser identificados pelo ASA. No entanto, são menos expressivos com relação aos lineamentos principais de direção NW-SE.

Os domínios magnéticos identificados no mapa ASA puderam ser isolados com maior facilidade com relação as técnicas anteriores. Porém, perdem sua amplitude de sinal como também suas continuidades.

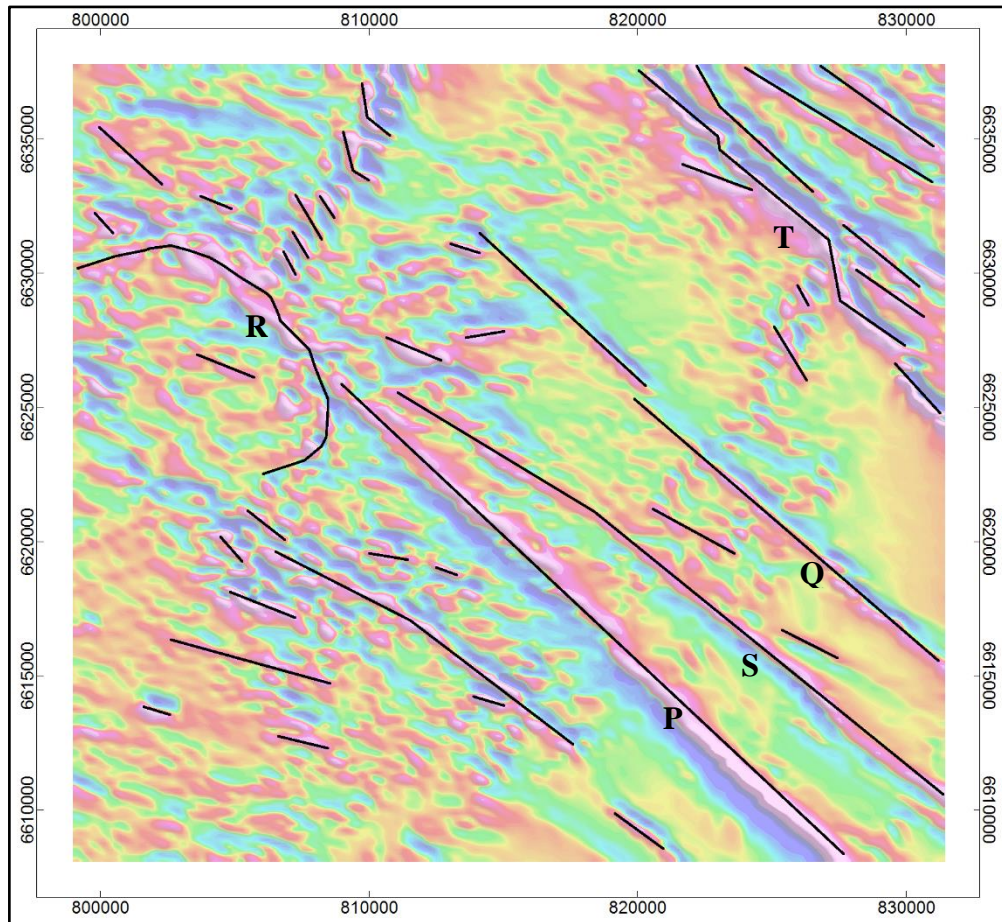
O gradiente horizontal do campo magnético anômalo é usado para a detecção de bordas de fontes anômalas. É calculado pela raiz quadrada da soma das derivadas horizontais do campo magnético anômalo. O gradiente horizontal tem a característica de realçar altas frequências (fontes rasas) e seus picos de amplitude são posicionados próximos as bordas das fontes e os valores mínimos na parte central que diminui o sinal com o aumento da profundidade. Quando se aplica esta técnica, é necessário indicar o ângulo, baseado no círculo trigonométrico, com o qual as derivadas devem ser calculadas, de forma que as anomalias magnéticas perpendiculares ao ângulo escolhido são realçadas.

O critério utilizado para a interpretação dos mapas do gradiente horizontal da anomalia magnética residual foi de identificar apenas os lineamentos que têm o comportamento linear, assimilando o mais próximo com possíveis estruturas geológicas lineares. As Figuras 17 e 18 são os resultados do gradiente horizontal utilizando um ângulo de 045° e as Figuras 19 e 20 utilizando o ângulo de 135° . Todos aplicados ao grid reduzido ao polo magnético.

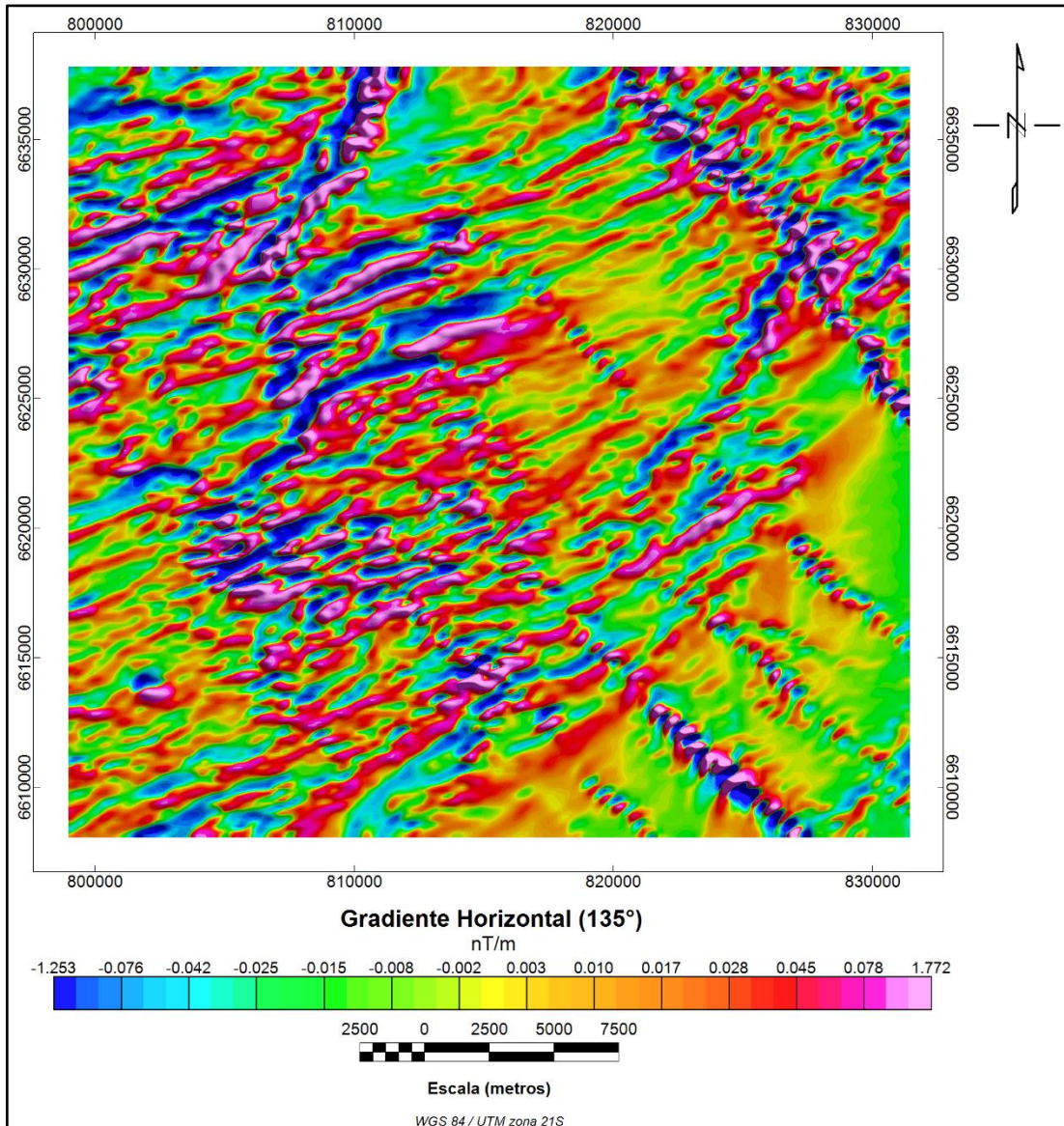
Figura 17 – Gradiente Horizontal (045°) do campo magnético residual reduzido ao polo magnético.

Fonte: autor (2016).

Figura 18 - Interpretação dos principais lineamentos magnéticos, onde os picos de amplitude representam as bordas da fonte anômala. Anomalias perpendiculares ao ângulo de 045° são realçadas.

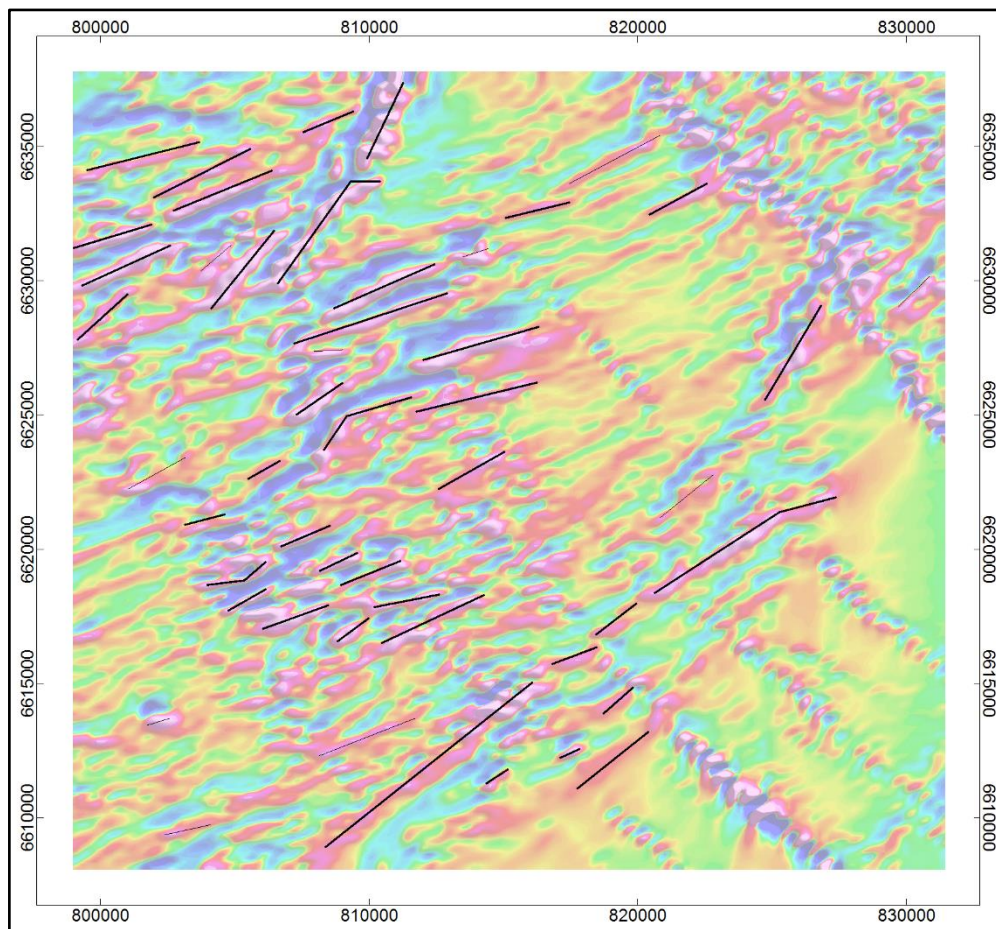


O resultado da aplicação da técnica do gradiente horizontal na direção 045° (NE-SW) apresenta claramente os lineamentos magnéticos ressaltados na direção NW-SE. A técnica fez com que os lineamentos P, S e T, assim como os outros, se apresentassem de forma mais estreitos e contínuos. Apesar de já demonstrar indícios de sua existência na técnica ASA (Figura 15), o lineamento Q foi delineado com maior precisão com o uso do gradiente horizontal 045° . O lineamento R pôde ser identificado e delineado. No entanto, como o gradiente horizontal na direção 45° enfatiza estruturas perpendiculares ao ângulo 045° , ou seja, estruturas com direção de aproximadamente 135° , a identificação deste lineamento sem a ajuda de outras técnicas talvez não seria trivial.

Figura 19 – (a) Gradiente Horizontal (135°) do campo magnético residual reduzido ao polo magnético.

Fonte: autor (2016).

Figura 20 - Interpretação dos principais lineamentos magnéticos, onde os picos de amplitude representam as bordas da fonte anômala. Anomalias perpendiculares ao ângulo de 135° são realçadas.



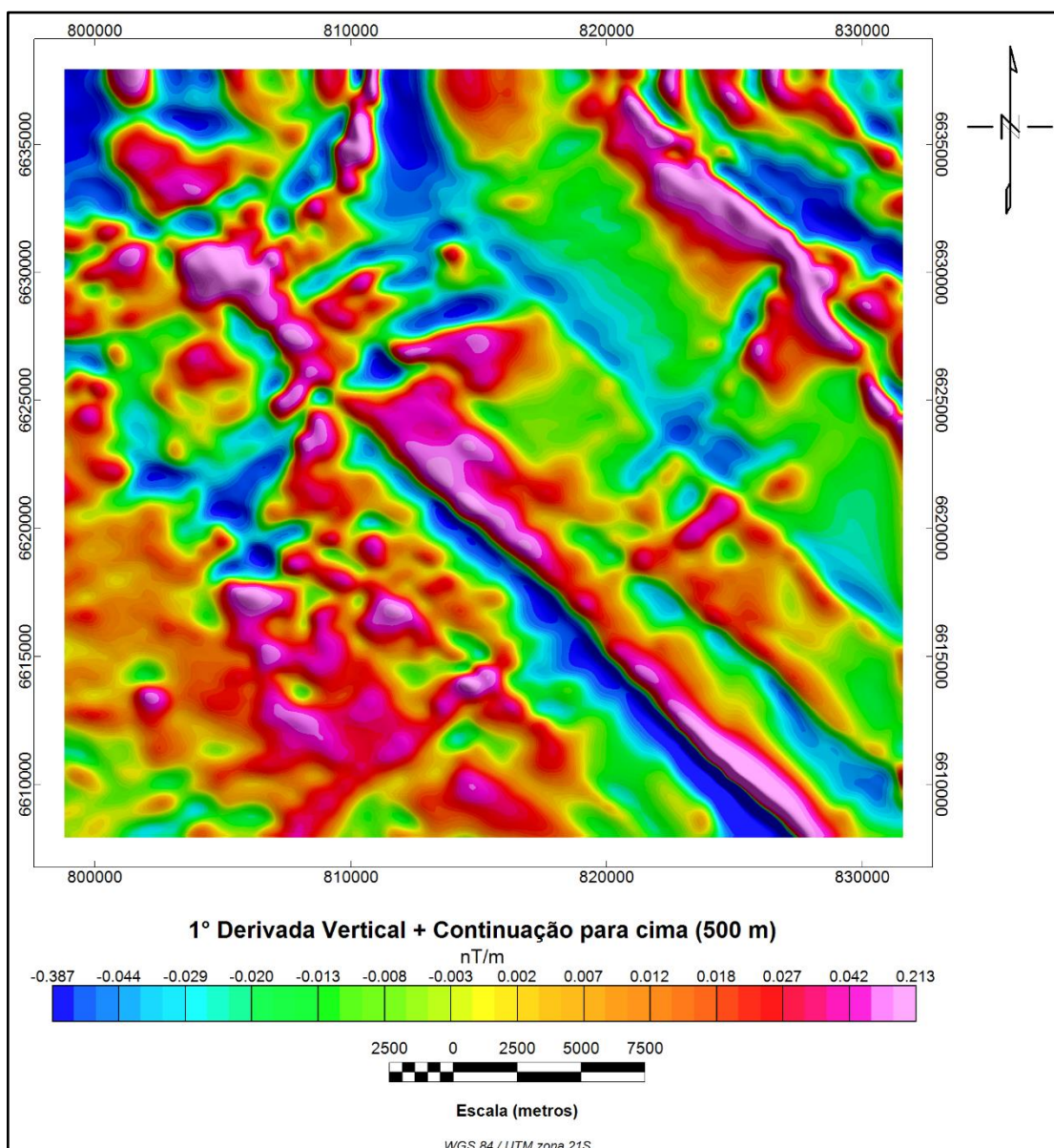
O mapa do gradiente horizontal na direção 135° (NW-SE) tem como objetivo realçar anomalias magnéticas com direção preferencial NE-SW referente a fontes rasas e suprimindo as demais. Os menores lineamentos estão dispostos na direção NE-SW. No entanto, um lineamento pôde ser delineado cortando quase que perpendicularmente os lineamentos S e Q.

Os lineamentos magnéticos orientados na direção NE-SW são menores e menos contínuos que aqueles de direções preferenciais NW-SE. O lineamento de padrão circular identificado nas Figuras anteriores não pode ser delineado no mapa do gradiente horizontal 135° .

A derivada vertical é uma técnica de realce de fontes anômalas rasas. A técnica é baseada na derivada na direção vertical da amplitude da anomalia e tem a propriedade de eliminar efeitos regionais relacionados aos longos comprimentos de onda. Quanto maior a ordem da derivada (2° ordem, 3° ordem... n° ordem) fontes anômalas mais rasas são cada vez

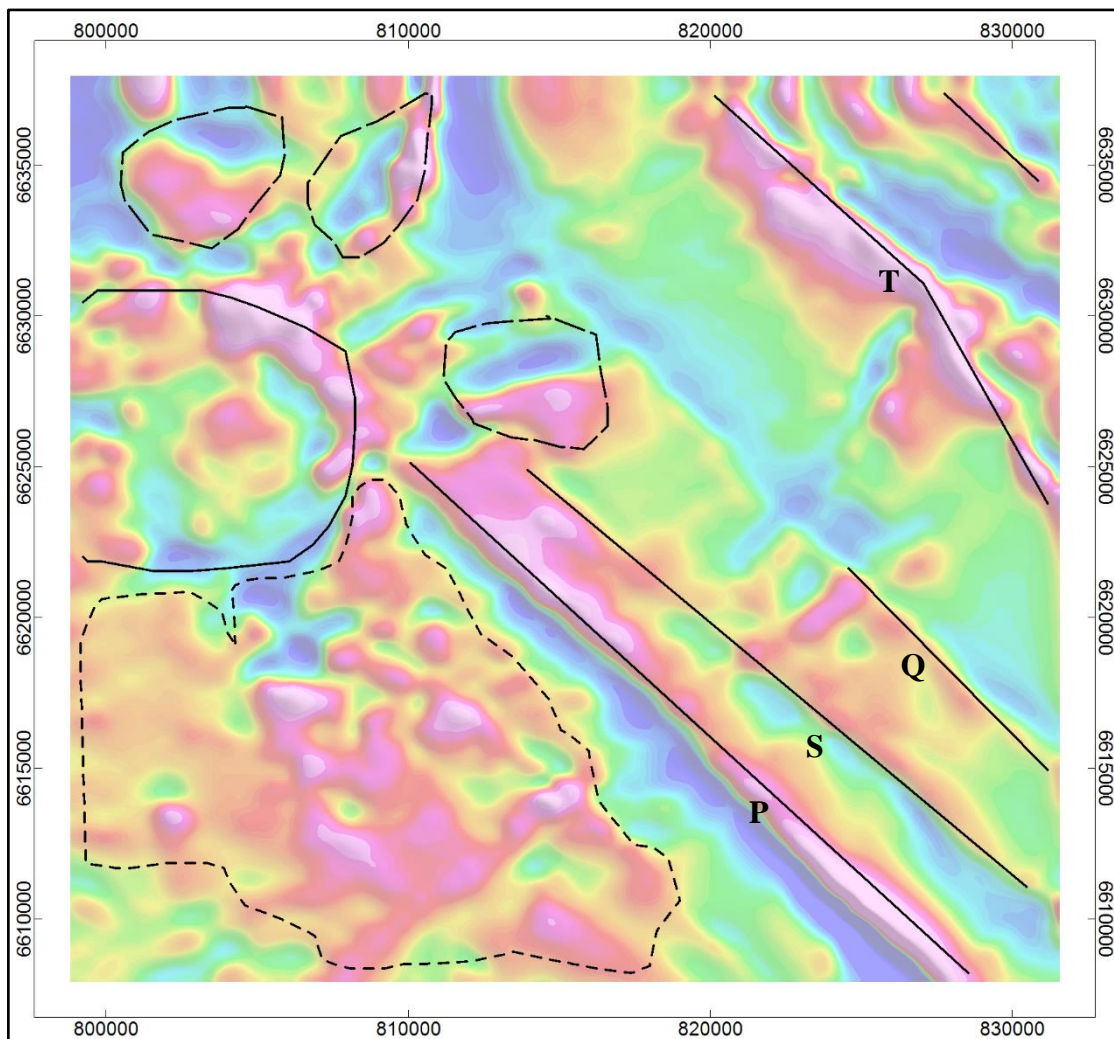
mais realçadas. No entanto, os ruídos possuem alta frequência, de modo que eles também são realçados pela derivada vertical. Uma técnica útil para amenizar este efeito é aplicar um filtro passa-baixa, como a continuação para cima, que é um filtro de suavização utilizado para remover ruídos de alta frequência. As Figuras 21, 22, 23 e 24 mostram os resultados da aplicação da 1° e 2° derivada e da continuação para cima, todos aplicados a um grid reduzido ao polo magnético.

Figura 21 – 1° Derivada vertical + Continuação para cima (500 m) aplicado a um grid reduzido ao polo magnético.



Fonte: autor (2016).

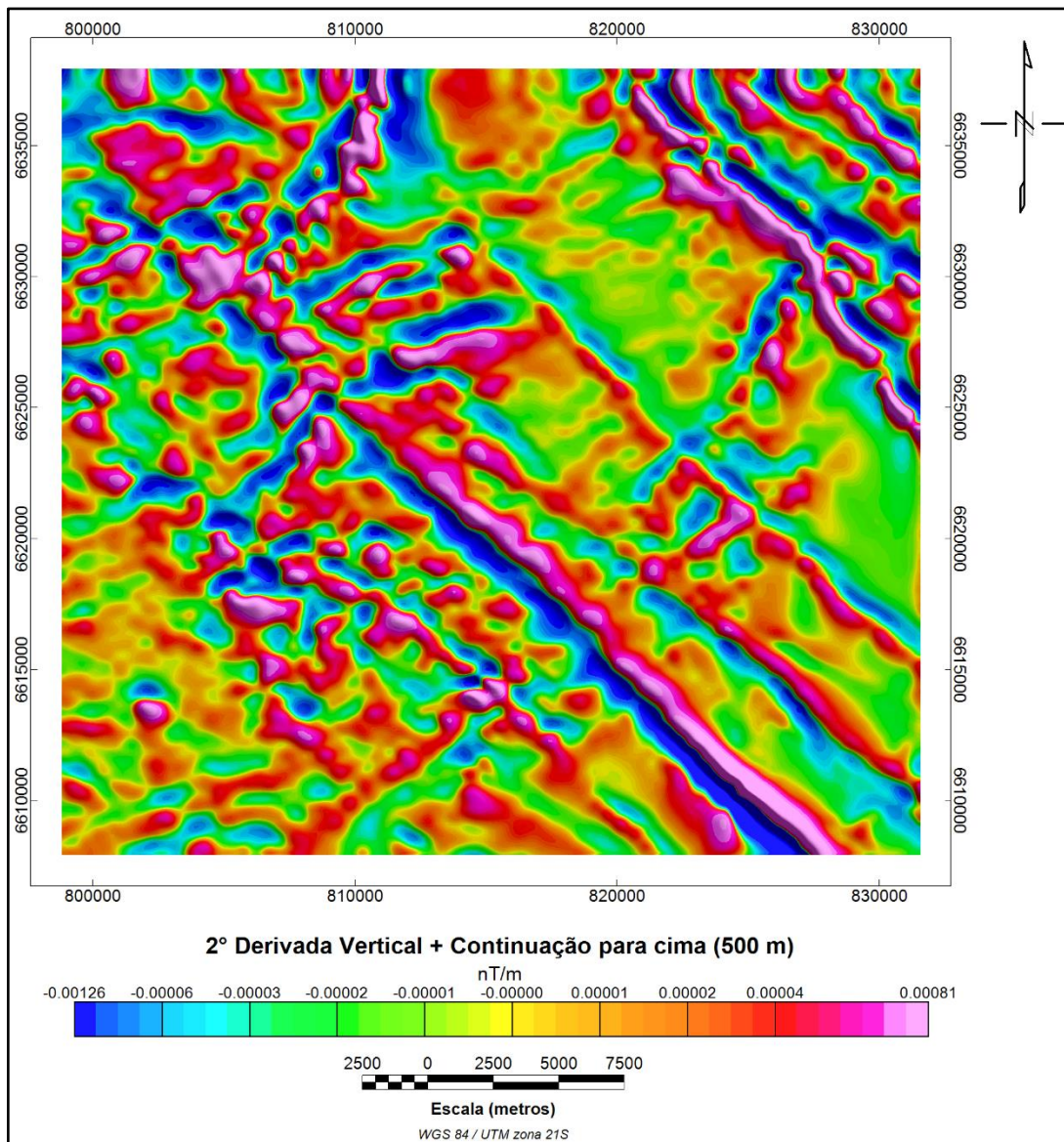
Figura 22 - Interpretação dos principais lineamentos (linhas sólidas) e domínios magnéticos (linhas pontilhadas pequenas) e corpos anômalos (linhas pontilhadas grandes).



A primeira derivada vertical em conjunto com a continuação para cima (500 m) mostra claramente que os principais lineamentos magnéticos estão dispostos na direção NW-SE, confirmado por outras técnicas de filtragem (gradiente horizontal 045° e análise do sinal analítico). Os lineamentos P e T são ainda ressaltados pela técnica da derivada vertical. Porém, os lineamentos S e Q tiveram suas amplitudes de sinais reduzidos, dificultado suas identificações, mas ainda sendo possível devido a outras técnicas de realce.

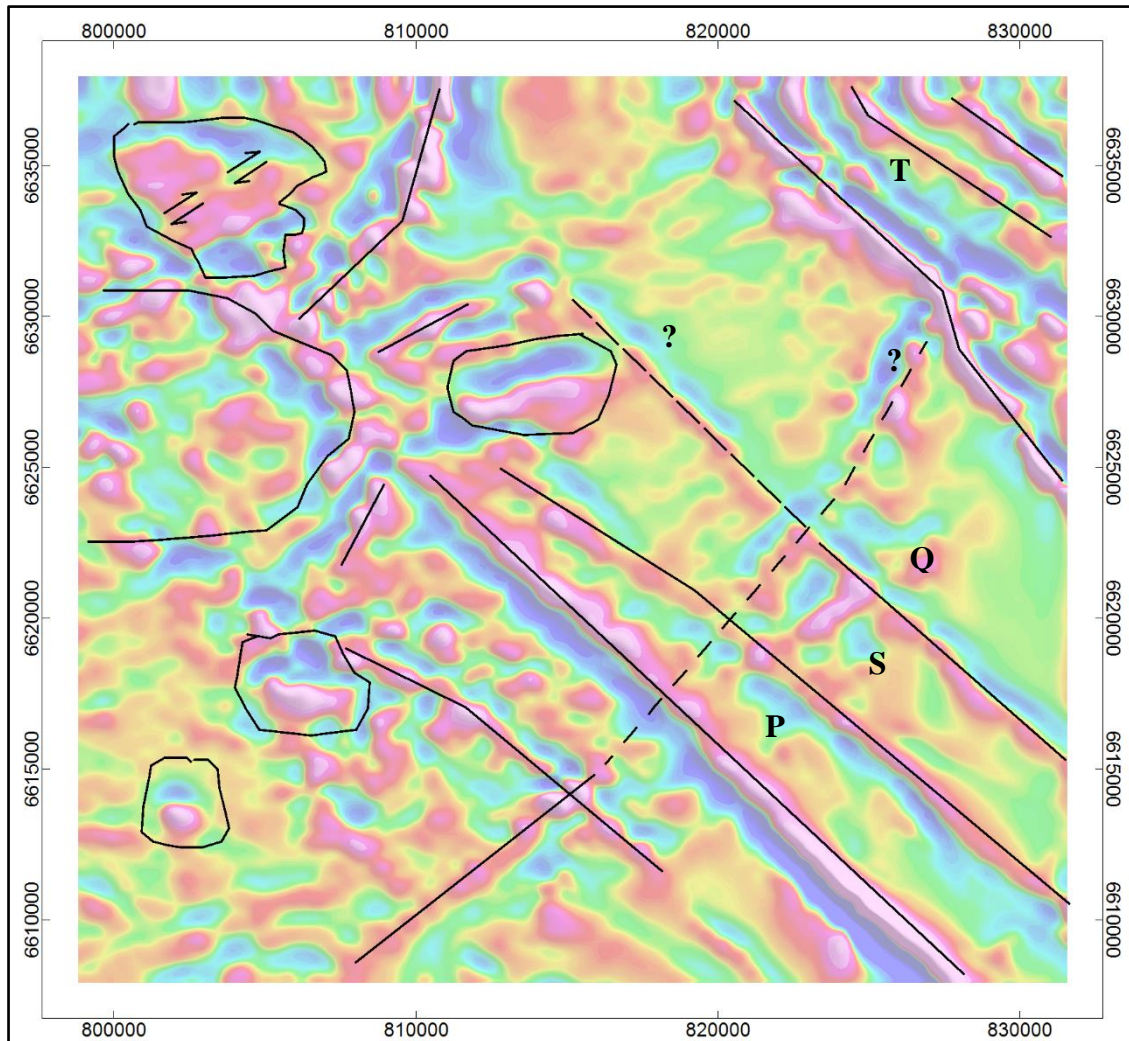
Um domínio magnético localizado na borda inferior esquerda da Figura 22 pôde ser identificado. Este é o mesmo domínio delineado nos mapas anteriores. No entanto, sua amplitude de sinal foi realçada pela técnica.

Figura 23 – 2° Derivada vertical + Continuação para cima (500 m) reduzido ao polo.



Fonte: autor (2016).

Figura 24 - Interpretação dos principais lineamentos (linhas sólidas). A linha pontilhada representa uma possível continuação de um lineamento magnético



Fonte: autor (2016).

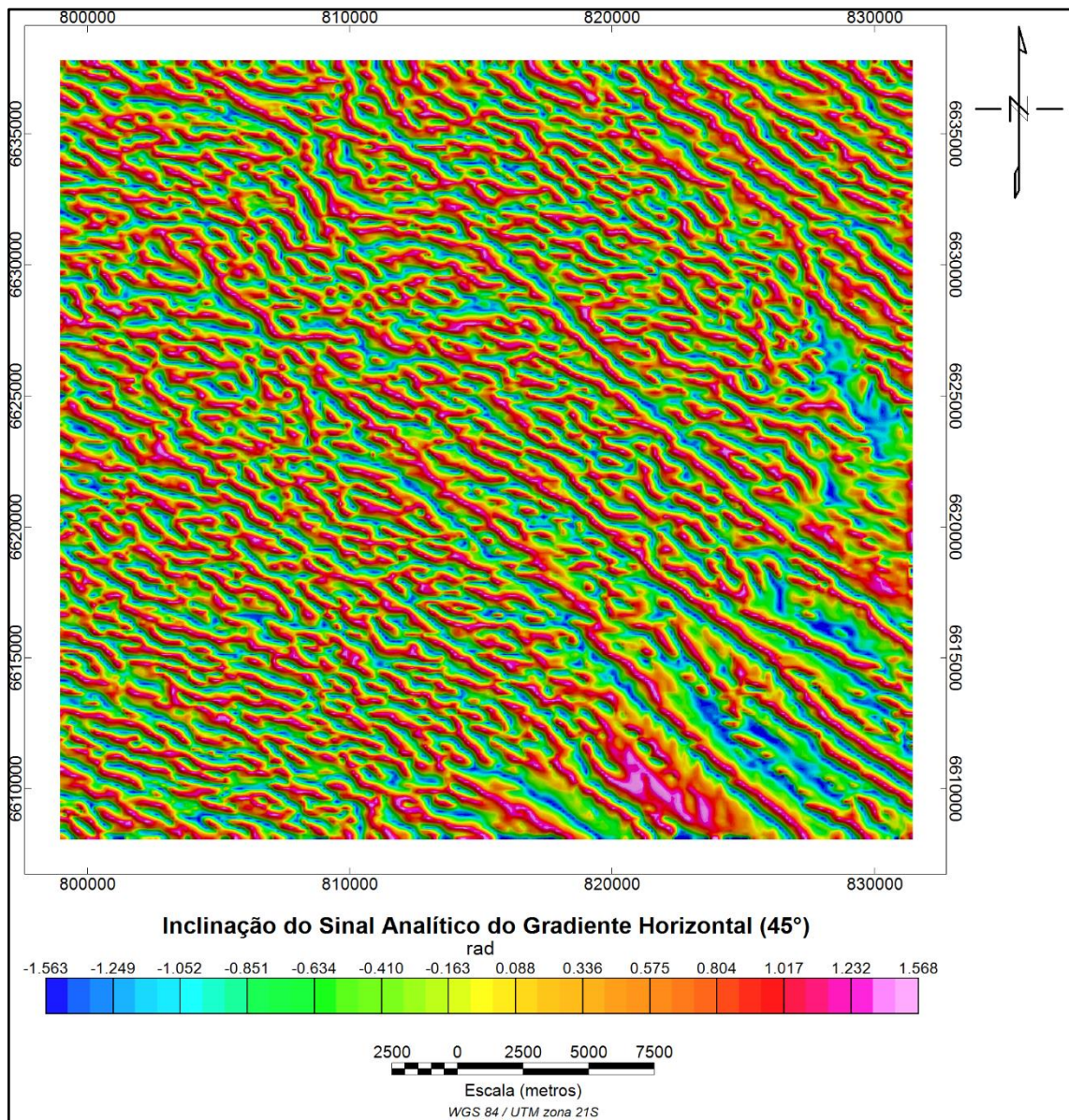
Analisando a Figura 24, ainda é possível identificar e delinear os principais lineamentos ressaltados nos mapas anteriores. Os lineamentos P e T continuam com as suas altas amplitudes de sinal, destacando-se dos outros. O lineamento Q tem a sua amplitude reduzida pela técnica da derivada vertical. No entanto, a segunda derivada realçou uma possível continuidade em seu comprimento.

Outra técnica de processamento eficaz para detecção de bordas de corpos anômalos é a Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal. Esta técnica tem como objetivo principal realçar o gradiente horizontal das anomalias magnéticas utilizando a técnica da Inclinação do Sinal Analítico, que intensifica o sinal de corpos anômalos. Ou seja, aplicação dessa técnica

significa que as bordas do corpo anômalo são realçadas pelo gradiente horizontal e em seguida, sua amplitude de sinal é intensificada pela inclinação do sinal analítico.

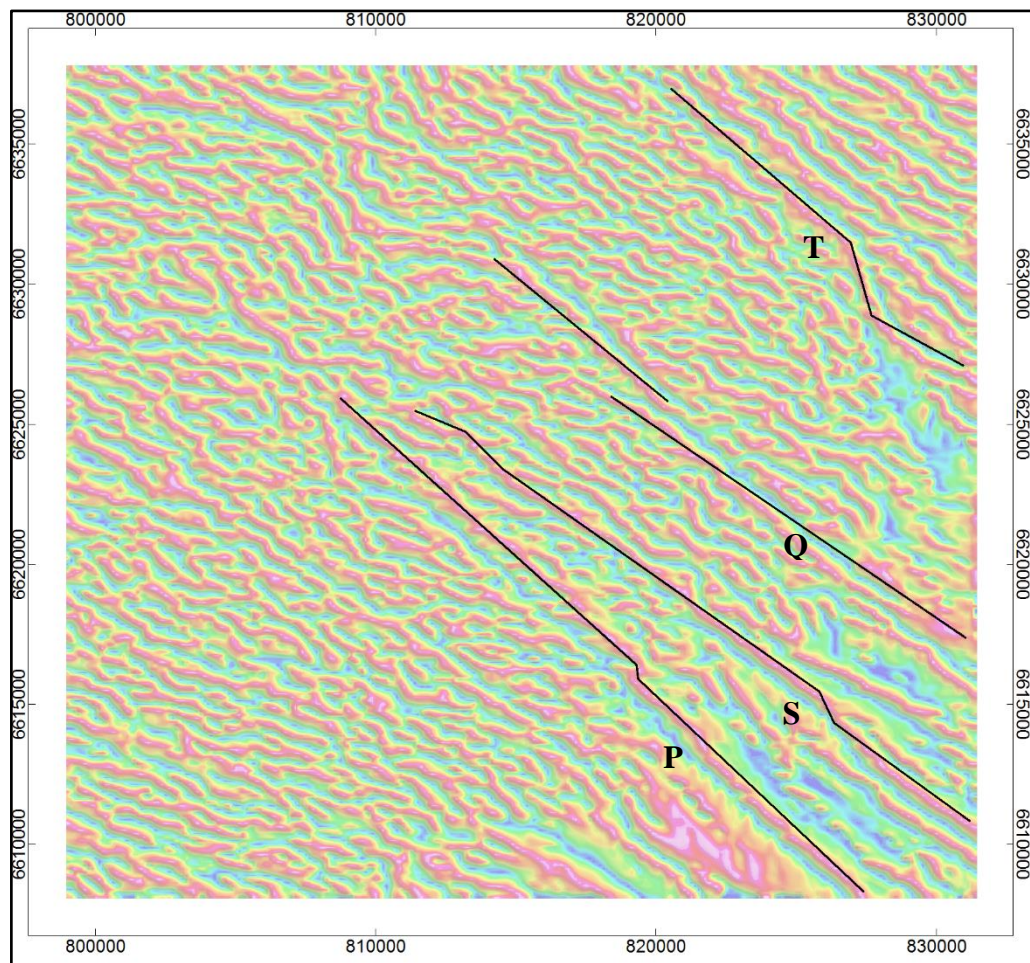
As Figuras 25 e 26 apresentam os resultados da aplicação desta técnica. Diversos lineamentos menores podem ser observados no mapa, mas apenas os lineamentos principais (P, S, T, Q) foram delineados com o objetivo de compreender como esta técnica os abordam.

Figura 25 – (a) Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal (045°).



Fonte: autor (2016).

Figura 26 - Interpretação dos principais lineamentos (linhas sólidas).



Fonte: autor (2016).

A técnica da Inclinação do Sinal Analítico aplicada ao gradiente horizontal na direção 045° pôde ressaltar as características perpendiculares a este ângulo. Desta maneira, os lineamentos P, S, Q e T tiveram suas amplitudes de sinal amplificadas, enquanto as características paralelas ao ângulo de 045° foram suprimidas. É possível observar que a técnica fornece uma continuidade aos lineamentos e os apresentam de uma forma mais estreita.

8.1.1. Análise semi-quantitativa

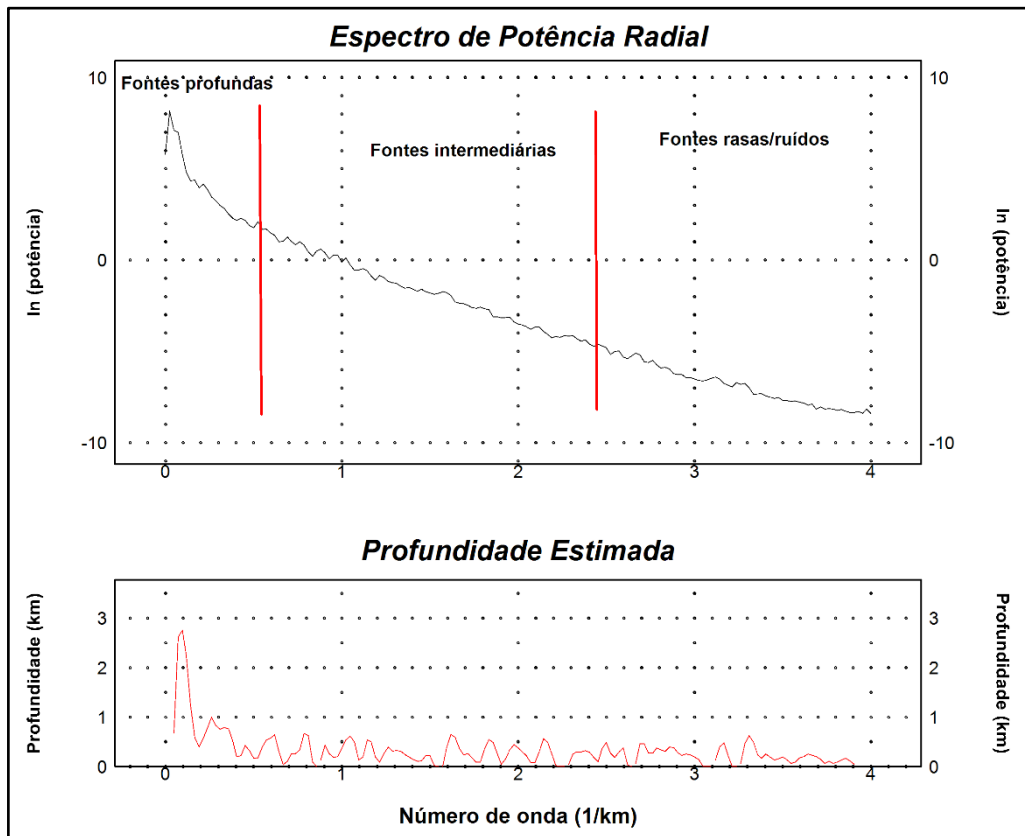
O espectro de potência radial é uma técnica de análise semi-quantitativa que permite calcular a profundidade das fontes de subsuperfície. O termo semi-quantitativo indica que a profundidade calculada pela técnica possui uma conotação estatística. Ou seja, a profundidade

calculada pode não representar fielmente a profundidade real das fontes, pois o espectro de potência radia não leva em consideração um meio heterogêneo. A profundidade estatística é calculada a partir da inclinação da curva logarítmica do espectro através da equação 10 e apresentada na Figura 27.

$$z = \frac{-a}{4\pi} \quad (10)$$

Onde ‘‘a’’ é a inclinação da curva log e ‘‘z’’ é a profundidade em km.

Figura 27 – Espectro de Potência Radial apresentando a potência em escala logarítmica recebida pelo receptor por unidade de terreno. Profundidades estimadas a partir da inclinação da curva logarítmica. As frequências de corte permitem a separação das frequências de interesse (alta, intermediária e rasas/ruídos).



Fonte: autor (2016).

O número de onda de uma profundidade estimada é uma grandeza que representa o inverso do número de onda. Ou seja, pequenos números de onda equivalem a grandes comprimentos de onda.

A profundidade estimada pelo espectro de potência das fontes magnéticas foi de menos de 1 km para quase a totalidade dos corpos. Fontes rasas associadas ao número de onda entre 2 – 4 mostram suas proximidades a superfície.

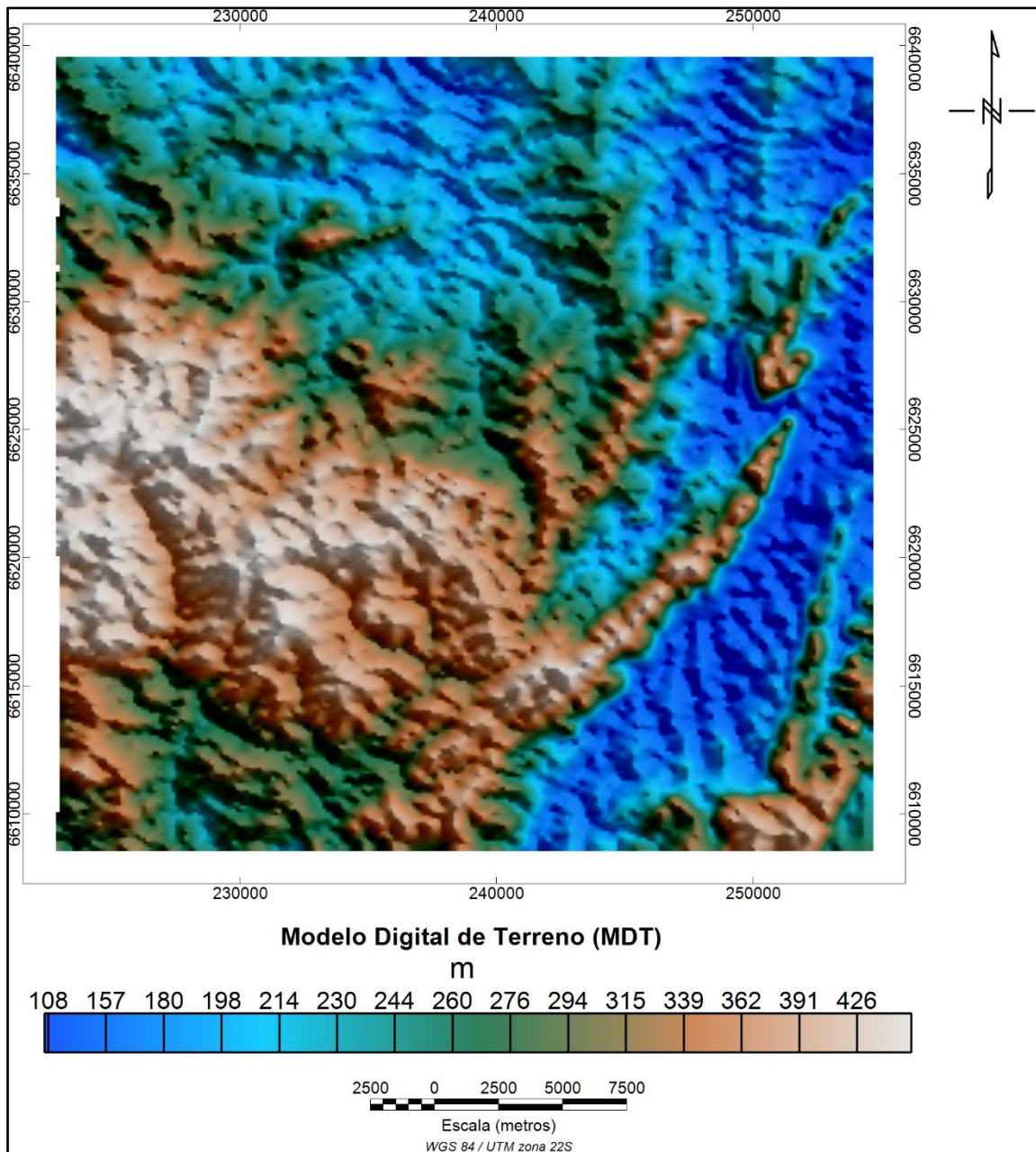
8.2. Aerogamaespectrometria

O processamento dos dados aerogamaespectrométricos consistiu na elaboração dos mapas dos canais da contagem total, K, eU e eTh, assim como o mapa de Fator-F e o mapa ternário (K, eU e eTh). O objetivo é entender a distribuição desses radioelementos na área de estudo afim de correlacioná-los com o modelo digital de terreno e, possivelmente, com os resultados obtidos no processamento dos dados aeromagnéticos.

Os dados finais do levantamento realizado pela CPRM (2010) possuem uma característica que pode tornar um pouco confuso à primeira vista. Os dados aerogamaespectrométricos possuem dois tipos de coordenadas: UTM (zona 21 S) e UTM (zona 22S). No entanto, representam a mesma área de estudo, pois o levantamento atravessou duas zonas UTM. Isso também acontece com os dados aeromagnéticos. A Universidade Federal do Pampa dispunha dos dados aeromagnéticos de coordenadas UTM (zona 21 S) e os dados aerogamaespectrométricos de coordenadas UTM (zona 22 S). Entretanto, isso não afetou o processamento e interpretação dos dados, pois as coordenadas representam naturalmente a mesma área de estudo.

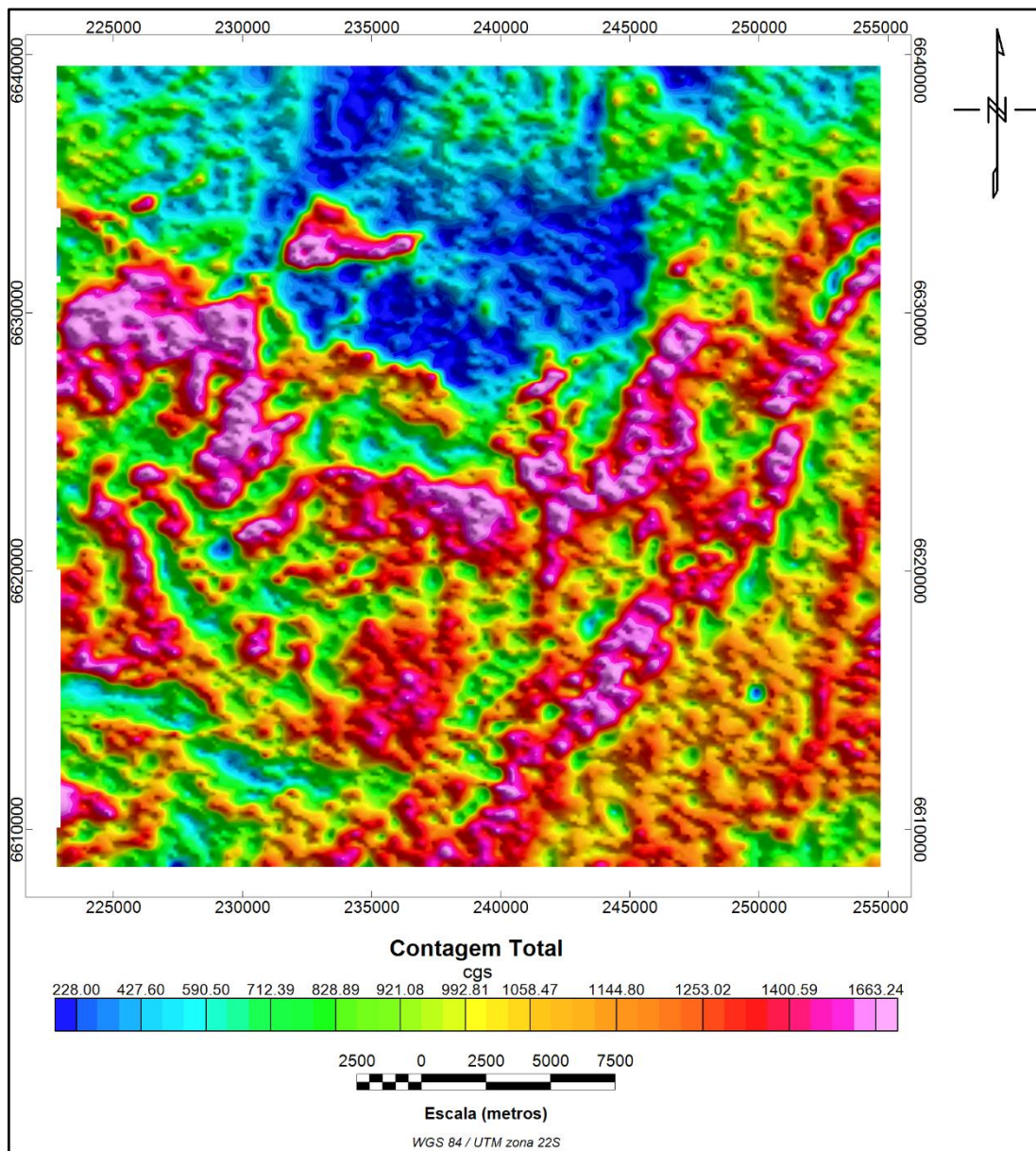
O modelo digital de terreno geralmente é usado na interpretação dos dados gamaespectrométricos juntamente com os mapas do conteúdo dos radioelementos, assim como também os mapas das razões entre eles e o mapa ternário. Dessa forma, mudanças na abundância dos elementos radioativos devido ao intemperismo e erosão podem ser associadas a topografia da região. Por exemplo, o potássio é extremamente móvel, de modo que ele pode migrar de um alto para um baixo topográfico. O tório é o menos móvel dentre os três radioelementos. Assim, seu conteúdo pode ser relacionado diretamente com a rocha *in situ*. A Figura 28 mostra o modelo digital de terreno para a área de estudo. As Figuras 29, 30, 31 e 32 apresentam os mapas dos canais de contagem total, K%, eU e eTh, respectivamente.

Figura 20 – Modelo Digital de Terreno.



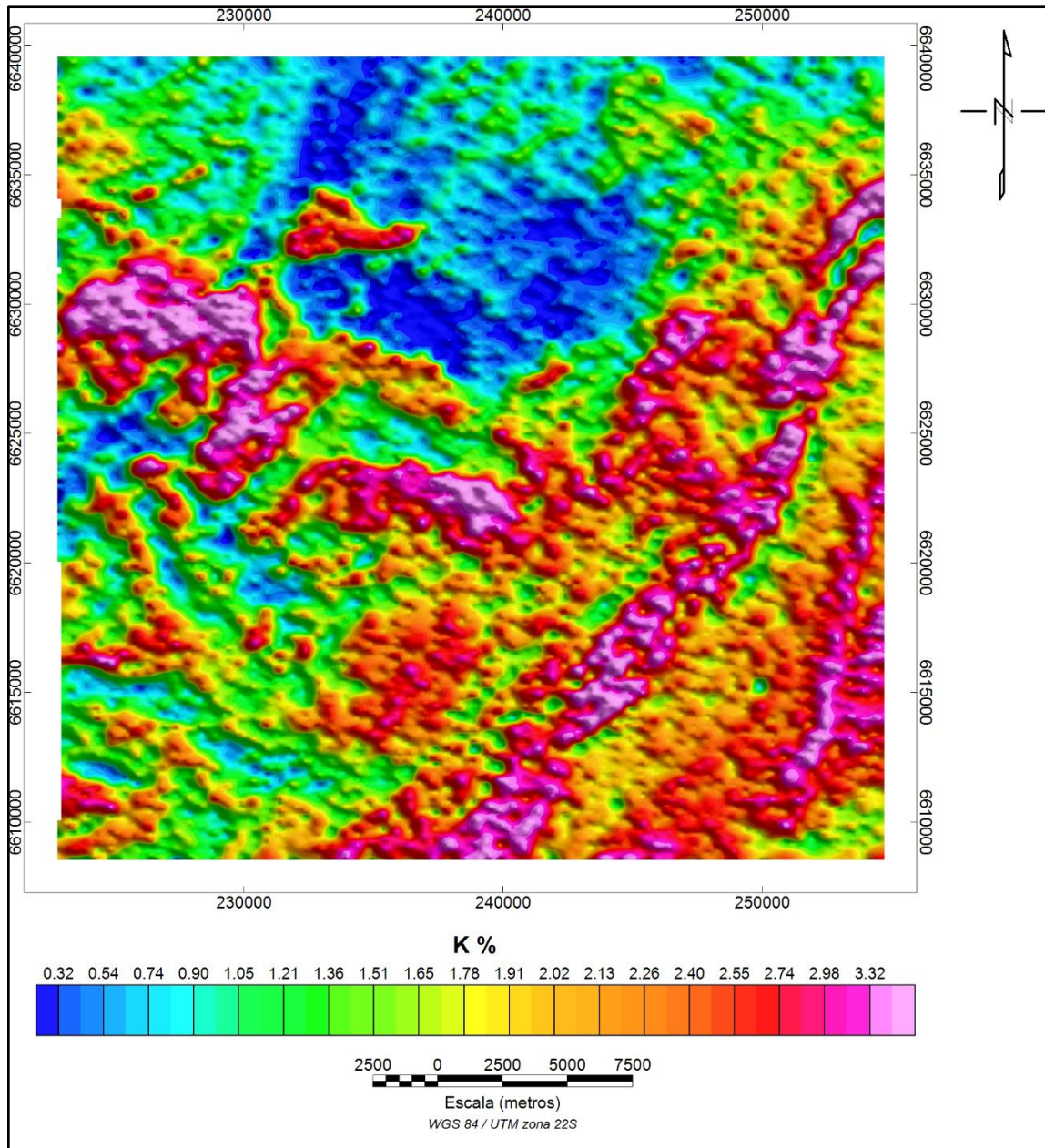
Fonte: autor (2016).

Figura 29 – Mapa de Contagem Total (em unidade cgs – contagem por segundo) dos radioelementos da área de estudo.



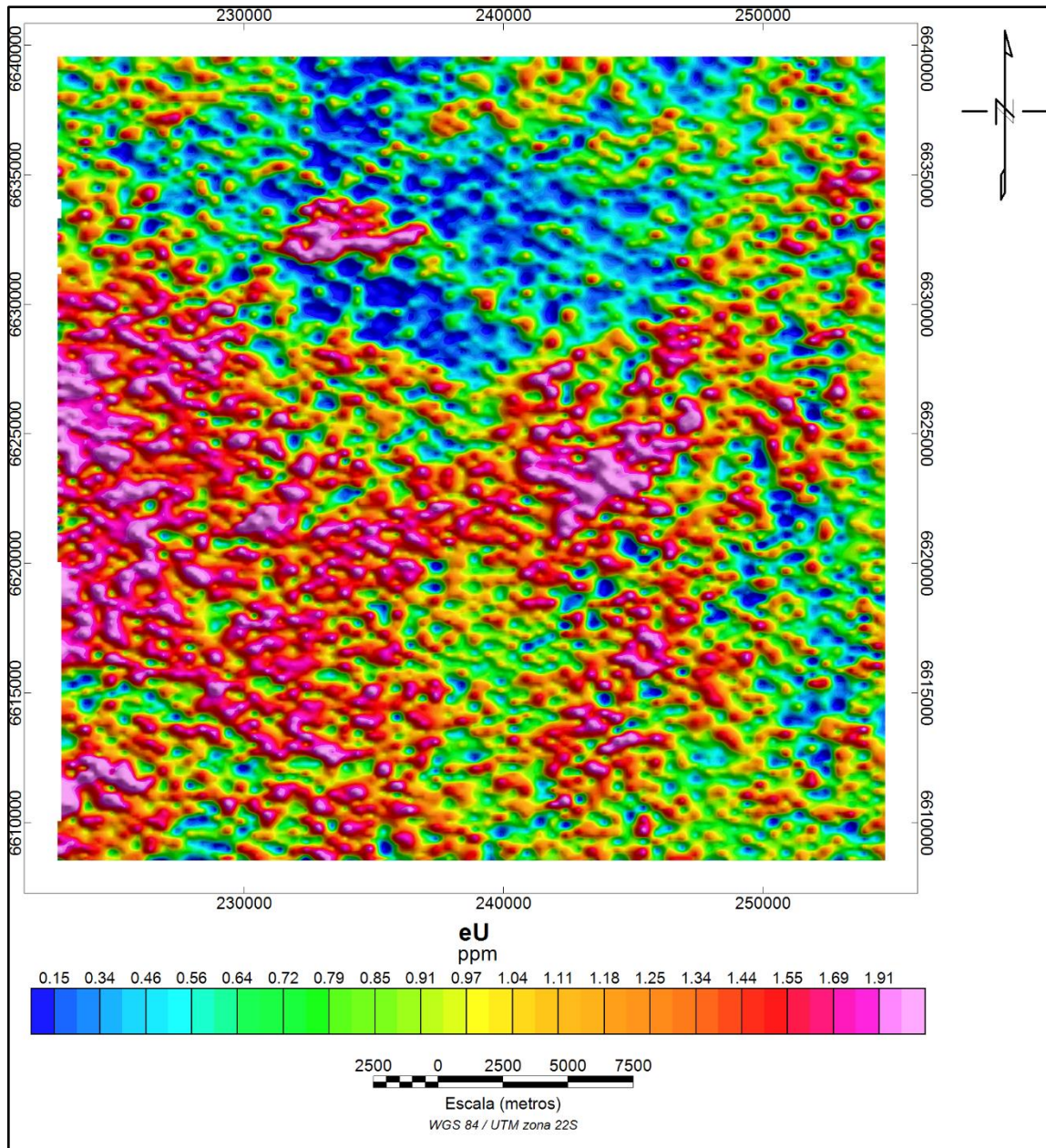
Fonte: autor (2016).

Figura 30 – Mapa do conteúdo de K%.



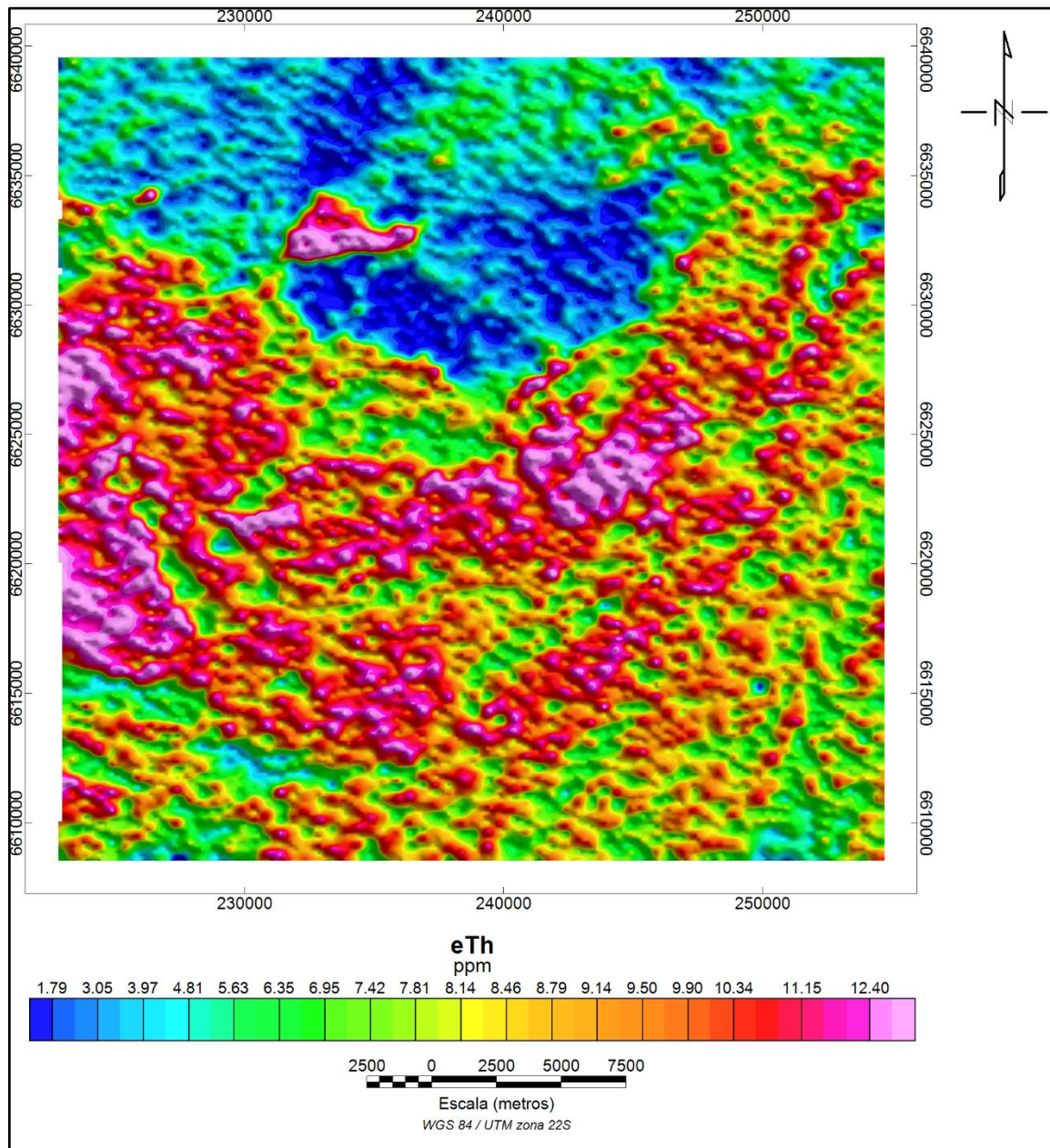
Fonte: autor (2016).

Figura 31 – Mapa do conteúdo de eU (ppm – parte por milhão).



Fonte: autor (2016).

Figura 32 – Mapa do conteúdo de eTh (ppm – parte por milhão).



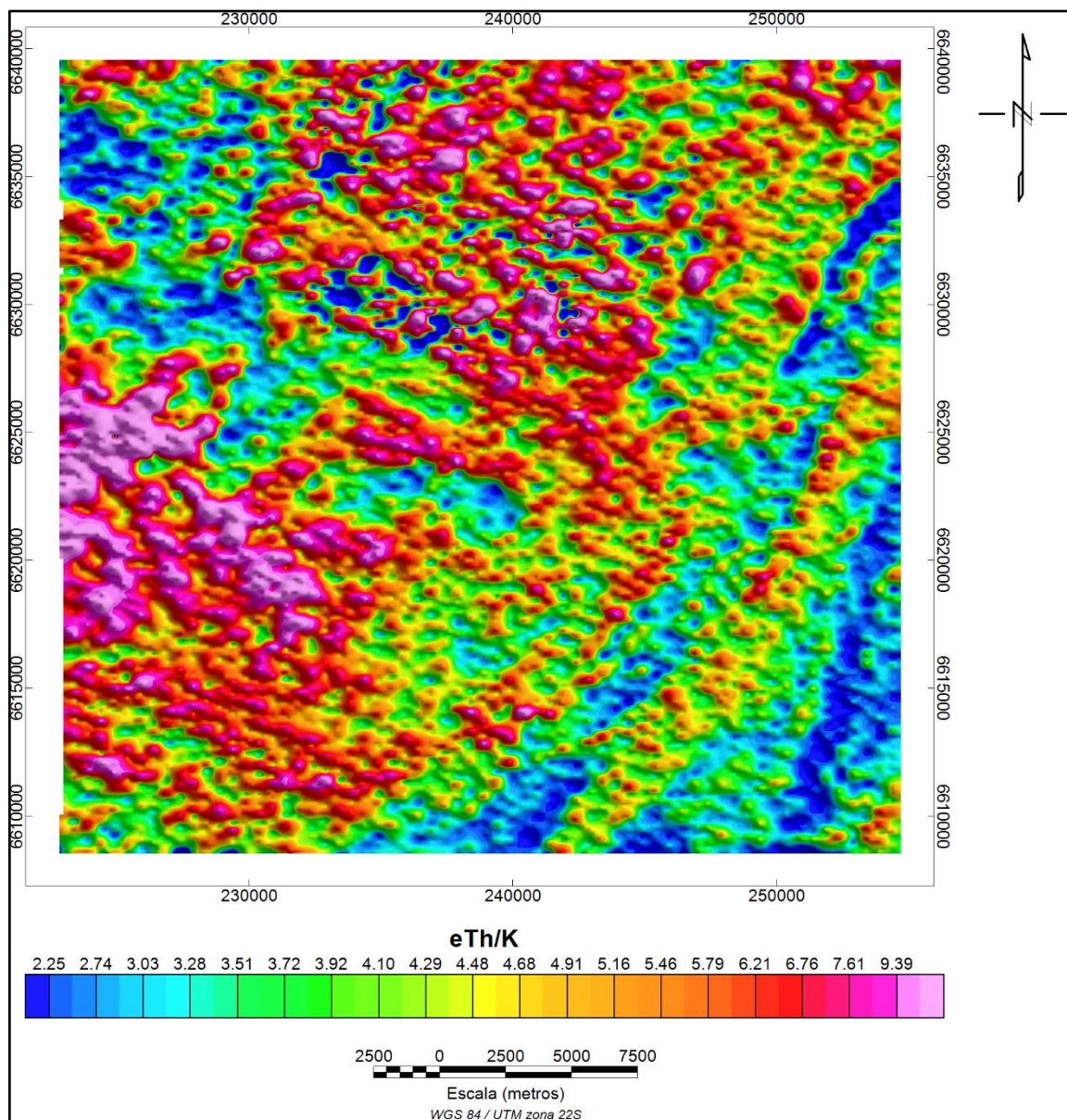
Fonte: autor (2016).

Os mapas da contagem total e do conteúdo dos radioelementos mostram nitidamente que a concentração dos elementos radioativos está nas regiões de alto topográfico. O granito Cerro da Cria é bem delimitado e é cercado por uma região de baixa contagem dos radioelementos. A borda leste da área de estudo é marcada por uma alta concentração de urânio e tório, com regiões específicas com alta contagem total e potássio.

8.2.1. Mapas das razões eTh/K, eU/K e eU/eTh

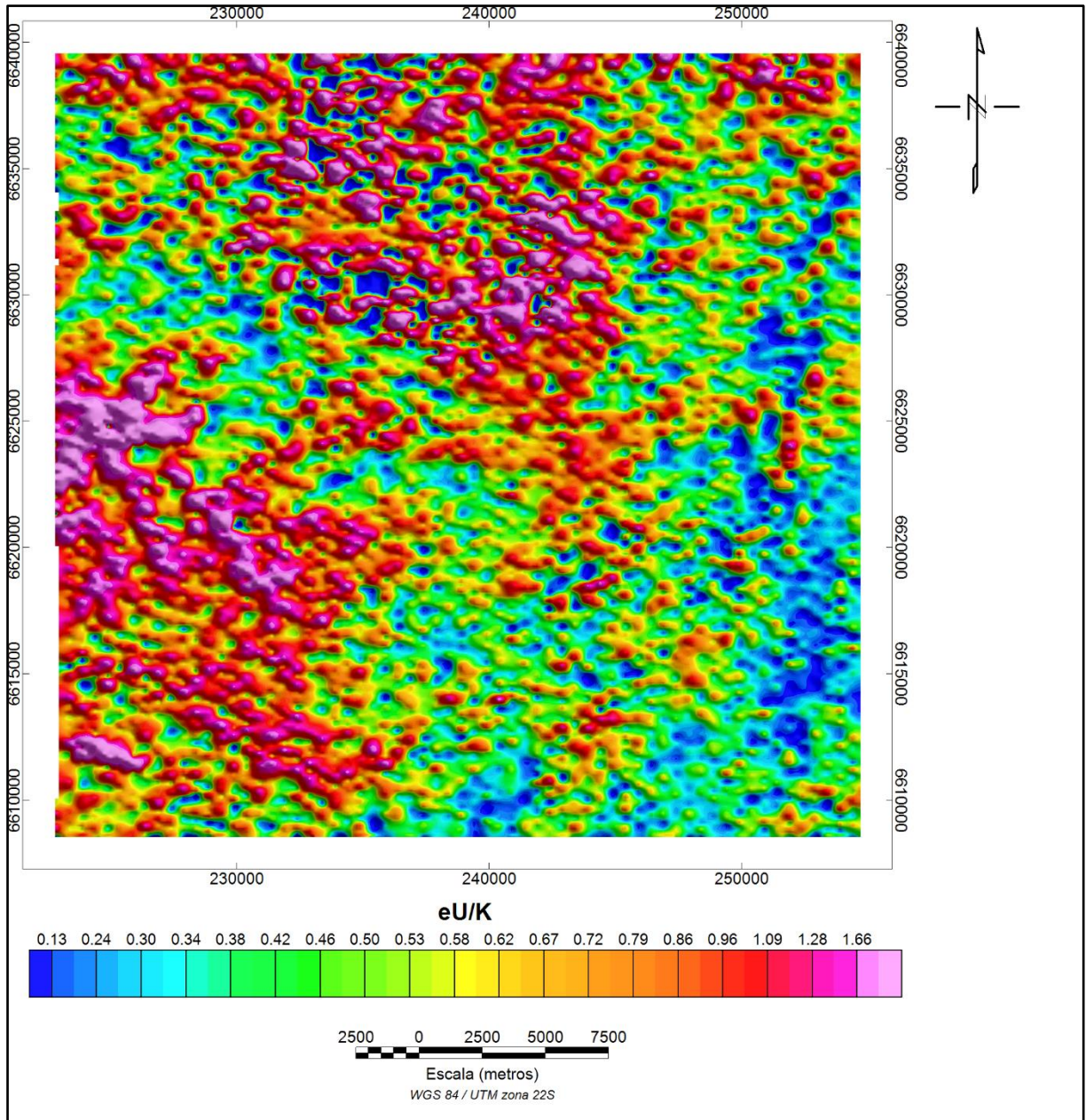
Os mapas das razões entre os radioelementos são muito usados na interpretação de dados gamaespectrométricos para entender a quantidade de um radioelemento com relação ao outro e assim analisar a variabilidade entre eles. As razões eTh/K e eU/K podem ser usadas para realçar zonas de alteração de potássio, como processos hidrotermais. No entanto, tais razões devem ser interpretadas cuidadosamente, sempre levando em consideração a variabilidade geológica. As Figuras 33,34 e 35 apresentam os mapas das razões entre os radioelementos.

Figura 33 – Mapa da razão eTh/K.



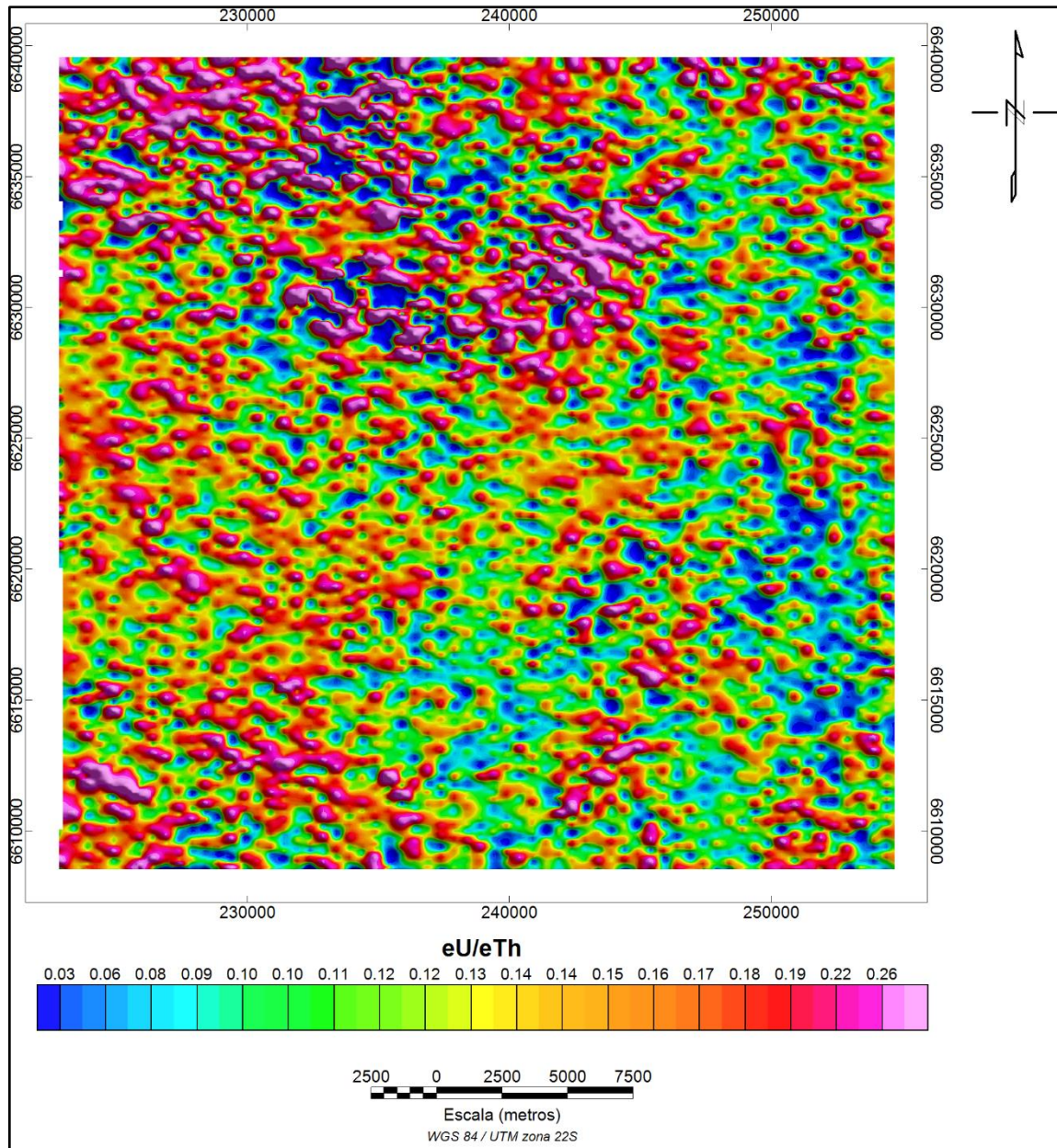
Fonte: autor (2016).

Figura 34 – Mapa da razão eU/K.



Fonte: autor (2016).

Figura 35 – Mapa da razão eU/eTh.



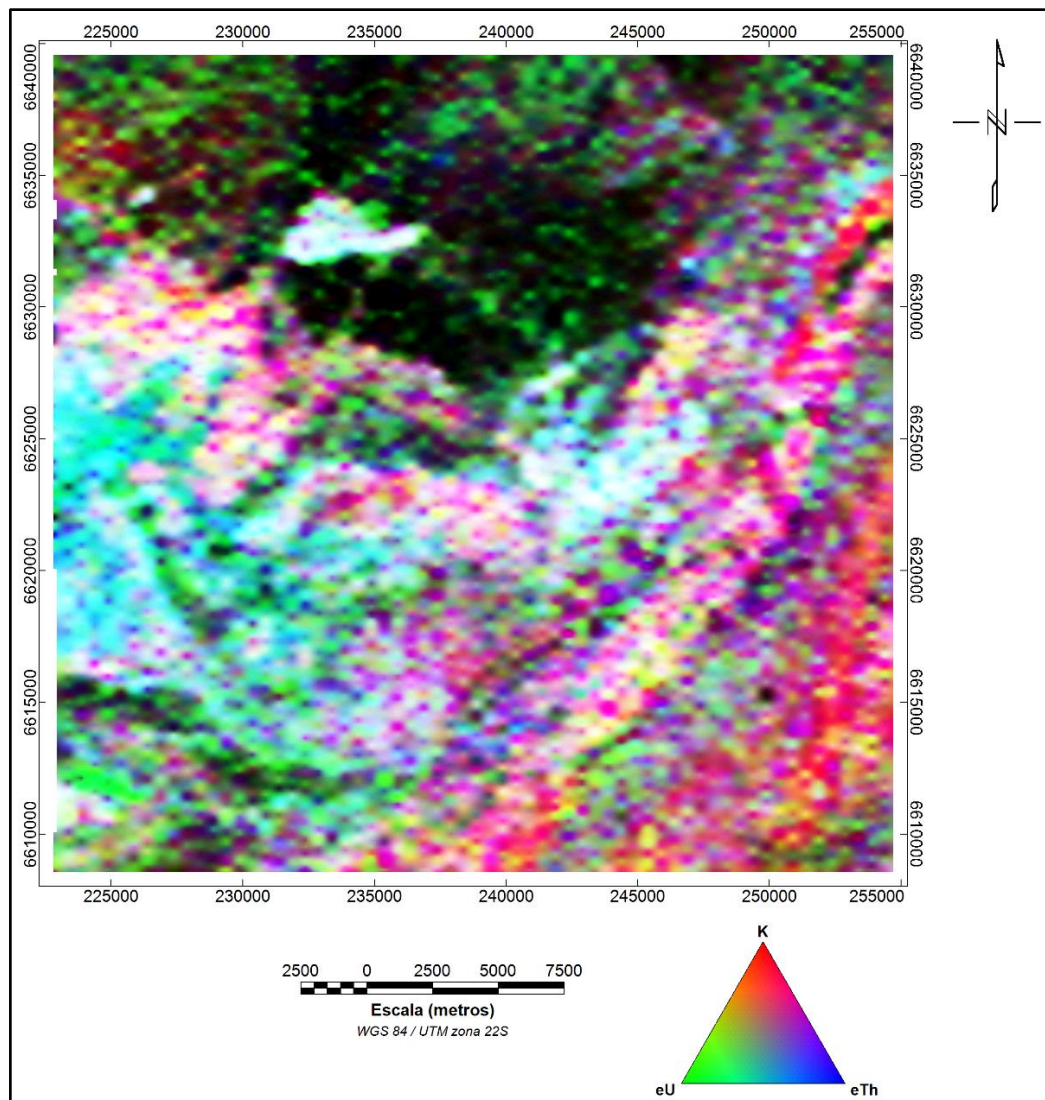
Fonte: autor (2016).

Na borda leste do mapa mostra uma alta razão eTh/K indicando maior abundância de tório na região. Isso pode ser comprovado analisando o mapa do conteúdo de potássio (Figura 30), onde a região de baixo potássio na borda leste coincide com a região onde existe uma alta razão eTh/K. O contrário acontece na região de alto topográfico alongada na direção NE-SW na borda inferior direita. Esta região é caracterizada por uma baixa razão eTh/K mostrando um maior conteúdo de potássio nesta área.

8.2.2. Mapa ternário K-eU-eTh e Fator F

O mapa ternário representa a contribuição de cada radioelemento em uma única imagem, onde é possível analisar a variação entre suas concentrações a fim de diferenciar conjuntos litológicos. Cada um dos três elementos (K, eU e eTh) é representado por um vértice de um triângulo equilátero. A região do mapa onde a cor branca predomina indica teores mais elevados dos três radioelementos. Diferentemente, regiões onde a cor preta prevalece indica os menores teores. O mapa ternário (Figura 36) serve como informação adicional de apoio para a interpretação dos dados gamaespectrométricos, onde através dele é possível ressaltar contrastes nos conteúdos dos radioelementos que eventualmente são menos evidentes nos mapas individuais.

Figura 36 – Mapa ternário (padrão RGB).



Fonte: autor (2016).

O Fator-F é uma técnica de análise de dados radiométricos que resulta da aplicação da equação 11, onde quantifica simultaneamente a abundância do K e da razão entre eU/eTh.

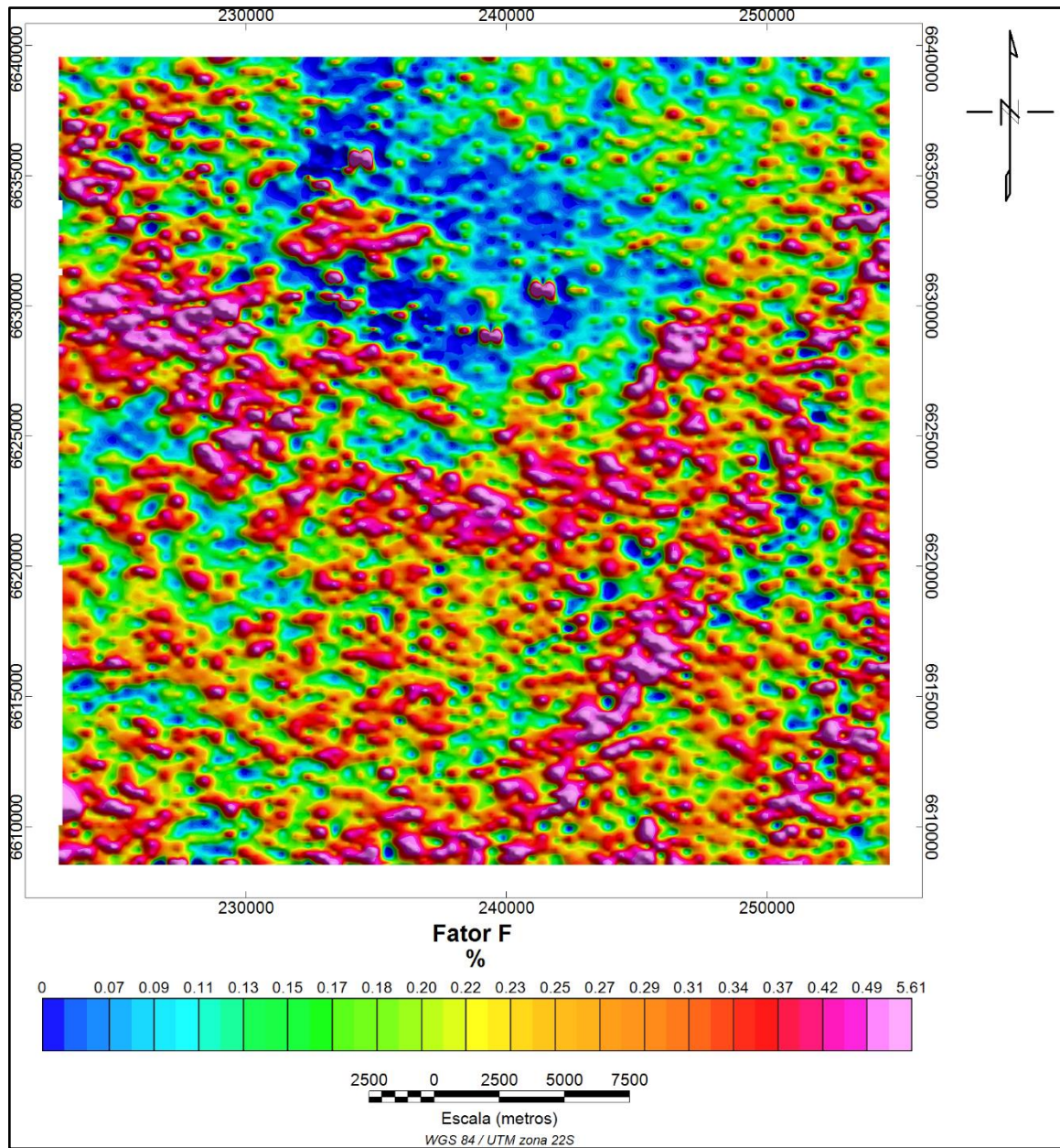
$$F = K \frac{eU}{eTh} \quad (11)$$

A alta mobilidade do potássio em relação ao urânio e tório faz com que ele possa se acumular em zonas hidrotermais, pois este se encontra na fase líquida na solução hidrotermal (OSTROVSKIY, 1975). Desde então, muitos estudos têm utilizado o Fator F na identificação de zonas alteradas por processos hidrotermais.

Gnojek e Prichystal (1985) afirmam que valores do Fator F entre 1.2 e 1.3 % são comuns em rochas que não sofreram alterações. Rochas alteradas, principalmente por processos hidrotermais, podem apresentar valores de aproximadamente 10 %.

Zonas de alteração podem não ser identificadas pelos mapas de contagem total, K, eU e eTh, de modo que o mapa de Fator-F se torna uma técnica extremamente útil para identificação dessas regiões de alteração. A Figura 37 apresenta o resultado da aplicação da equação 11 para o Fator-F.

Figura 37 – Mapa Fator-F.



Fonte: autor (2016).

9. Discussão dos Resultados

A técnica de gridagem bidirecional apresentou resultados satisfatórios na interpolação dos dados magnéticos, tendo em vista o grande volume de dados e o curto intervalo de amostragem (0,1 s) representando aproximadamente uma medida a cada 7 metros. A partir do grid do campo magnético residual (Figura 11), já foi possível identificar os principais lineamentos e domínios magnéticos pertencentes a área de estudo. Cada técnica de processamento utilizada para realçar e/ou suprimir características das fontes magnéticas possui aspectos principais que a define.

A técnica RTP aplicada ao grid do campo magnético residual trouxe as anomalias magnéticas para o centro da fonte que antes era influenciada pela declinação e inclinação geomagnética (Figura 13).

Apesar do estado do Rio Grande do Sul estar localizado em baixa/média latitude, a RTP magnético apresentou resultados semelhantes ao RTP equatorial, não tendo uma grande influência nos resultados. Dessa maneira, optou-se pelo o uso do RTP magnético.

A técnica ASA delimitou corpos rasos colocando o máximo de sua amplitude sobre as bordas das fontes. Com o aumento da profundidade, a amplitude do sinal diminui. A técnica ASA forneceu bons resultados no realce dos lineamentos (Figura 15). O lineamento P atravessa a Formação Pedra do Segredo, Formação Santa Fé, Formação Hilário, Formação Acampamento Velho e as rochas sedimentares do Grupo Maricá. As rochas sedimentares da Formação Pedra do Segredo foram as que mostraram as maiores amplitudes de sinal. Arenitos e folhelhos possuem baixa susceptibilidade magnética, não justificando a alta amplitude de sinal detectado pelo ASA. Esta análise indica a presença de corpos anômalos rasos que seguem uma tendência linear, sendo eles as prováveis fontes causadoras desta anomalia. As rochas vulcânicas referentes à Formação Hilário justificariam a alta amplitude do sinal associado ao lineamento T. No entanto, a unidade está orientada na direção NE-SW e o lineamento T está na direção NW-SE, sendo uma fonte rasa a causadora desta anomalia.

A aplicação da técnica do Gradiente Horizontal na direção 045° teve como objetivo realçar pequenos comprimentos de onda associados a fontes rasas (Figura 17). Mudanças nas propriedades magnéticas das rochas que variam lateralmente são medidas pelo gradiente horizontal. Os principais lineamentos foram realçados com os picos máximo de amplitude próximos a suas bordas e o mínimo no centro. Os lineamentos P e T possuem maiores

amplitudes de sinal quando comparados aos lineamentos S e Q. Estes últimos, por sua vez, também podem ser claramente identificados no mapa do gradiente horizontal (045°). Os lineamentos S e Q atravessam a Formação Pedra do Segredo, a Formação Acampamento Velho e as rochas sedimentares do Grupo Maricá. As amplitudes de sinal fornecido pelo gradiente horizontal a todos os lineamentos principais (P, S, T e Q) e a continuidade desses lineamentos baseado em suas localizações não são justificadas pelas litologias de superfície até então mapeadas. Ou seja, assim como a técnica ASA identificou anteriormente, o gradiente horizontal reforça que corpos anômalos rasos com padrões contínuos lineares são os causadores destas anomalias e que possuem susceptibilidade magnética alta o suficiente para se diferenciarem das rochas encaixantes. Essas anomalias são típicas de intrusões ígneas como diques e soleiras.

O Gradiente Horizontal aplicado na direção 135° ressalta um extenso lineamento que pode estar atravessando quase que perpendicularmente os lineamentos P, S e Q (Figura 19). Essa anomalia magnética também é observada nos mapas da 1ª e 2ª derivada vertical continuada para cima, que sobrepõe extensa falha próxima a Serra de Santa Bárbara. Este lineamento pode estar associado a esta falha com continuação em subsuperfície preenchida por material mantélico.

A 1ª e 2ª Derivada Vertical foram usadas em conjunto com a técnica Continuação para Cima para uma altura de 500 metros (Figuras 21 a 24). A derivada vertical ressaltou curtos comprimentos de ondas associados a fontes rasas e colocou os picos das amplitudes do sinal próximo as bordas dos corpos. Quanto maior o grau da derivada utilizado, maior será o realce das altas frequências. Porém, ruídos de alta frequência também podem ser ressaltados e os dados podem ficar poluídos, dificultando a interpretação ou conduzindo a uma análise errada que não condiz com a geologia. Para contornar essa situação, utilizou-se a continuação para cima, que suprime sinais de alta frequência e enfatiza os sinais de baixa frequência, eliminando ou reduzindo os ruídos. Os lineamentos P e T foram ressaltados mostrando a grande influência da propriedade magnética da fonte anômala e sua proximidade com a superfície. Ao passo que os lineamentos S e Q tiveram suas amplitudes de sinal reduzidas consideravelmente. Isso pode ser a devido vários fatores: o conteúdo de minerais magnéticos disseminados na rocha, a proximidade da rocha com a superfície, o tamanho da fonte e a susceptibilidade magnética dos minerais que compõem a fonte anômala.

A Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal é uma técnica que realça o gradiente horizontal das anomalias utilizando a inclinação do sinal analítico. O resultado é o máximo de amplitude localizado próximo as bordas do corpo anômalo e o mínimo no centro.

A Figura 25 apresenta o resultado desta técnica aplicada ao gradiente horizontal na direção 045°, onde é possível observar o padrão linear e contínuo que é dado a anomalia. Todos os lineamentos principais orientados na direção NW-SE são ressaltados, até mesmo aqueles que não tinham uma alta resposta de sinal. Essa é uma característica importante desta técnica, que equaliza sinais oriundos de fontes rasas e profundas, sendo muito eficaz para uma análise qualitativa.

Corpos anômalos de forma circular ou elípticas alongadas foram identificados com as técnicas de processamento. O primeiro corpo anômalo está localizado na borda superior esquerda dos mapas RTP e Derivadas verticais. Este corpo anômalo possui a amplitude do sinal com níveis médio a alto e está inserido no Complexo Cambaí. Este complexo é composto por rochas plutônicas metamorfizadas ou não de composições intermediárias diversas como tonalitos, dioritos e granodioritos. A redução da amplitude do sinal no meio do corpo anômalo pode representar uma falha com extensão em subsuperfície. Esta possível falha se sobrepõe em parte a falha mapeada por Porcher (2005) no mapa geológico de Cachoeira do Sul.

O segundo corpo anômalo identificado está ao lado direito do primeiro e pôde ser delineado pela técnica RTP, ASA e Derivadas Verticais. Esta fonte possui uma anomalia magnética próxima a uma elipse alongada na direção NE-SW e está localizada sobre o Supercomplexo Vacacaí. A alta amplitude do sinal deste corpo mostra o alto grau de susceptibilidade magnética e sua proximidade com a superfície comprovada pelas técnicas que realçam altas frequências. A porção do Supercomplexo Vacacaí inserida na área de estudo refere-se a sua unidade vulcânica e é composta por rochas máficas e ultramáficas de caráter toleítico, como xistos magnesianos, serpentinitos e metabasaltos. Essas litologias justificariam a amplitude do sinal.

O terceiro corpo anômalo pôde ser identificado pelos mapas RTP, ASA e Derivadas Verticais. Está localização na porção centro destes mapas, cima do lineamento S. Este corpo situado dentro das fáceis vulcânicas do Supercomplexo Vacacaí e sua anomalia pode ser causada pela intrusão da Formação Acampamento Velho nesta região.

Outros corpos anômalos menores foram identificados na área de estudo. Porém, são menos expressivos que estes abordados até então.

Para os dados gamaespectrométricos, foram gerados mapas de contagem total, conteúdo individual dos radioelementos, mapas das razões, mapa ternário e o mapa Fator-F. Os mapas

individuais são importantes para medir a abundância dos elementos em porcentagem e parte por milhão (ppm).

Analisando os mapas da contagem total e do conteúdo individual dos radioelementos em conjunto com o modelo digital de terreno, foi possível observar a uma maior concentração dos elementos radioativos nos altos topográficos. Contatos puderam ser identificados através destes mapas assim como a delimitação de corpos, como o granito Cerro da Cria (6632500 mS, 235000 mE, fuso 22J), o granito Ramada (6630000 mS, 225000 mE, fuso 22J), os riolitos, traquitos e dacitos da Formação Acampamento Velho (centro das Figuras 29,30,31 e 32), entre outras.

Um dos principais mapas para a interpretação de dados gamaespectrométricos com o objetivo de delimitar contatos e identificar assinaturas gamaespectrométricas é o mapa ternário. Este apresenta informações a respeito da litologia baseada na composição ternária entre os três radioelementos.

No mapa ternário (Figura 36), em conjunto com o conhecimento prévio a respeito da geologia local (índice 6.2), foi possível identificar contatos litológicos referentes a área de estudo. Conforme abordado no APÊNDICE B, a gamaespectrometria fornece a variação lateral das propriedades radiométricas das rochas, de modo que sua profundidade de investigação é o seu limitador com cerca de aproximadamente 30 centímetros. Portanto, o mapa ternário é uma ferramenta útil para ajudar e validar o traçado dos contatos geológicos.

Assim como no mapa de contagem total e conteúdo individual dos radioelementos, no mapa ternário também foi possível identificar que o potássio, o urânio e o tório possuem maior concentração nos altos topográficos. O maior conteúdo de potássio foi identificado no alto topográfico que se estende da borda central inferior do mapa ternário até a borda esquerda superior, englobando principalmente os riolitos, traquitos e dacitos da Formação Acampamento Velho. Na borda superior esquerda e parte central, o potássio também apresentou altos valores referentes ao granito Ramada e Formação Acampamento Velho, respectivamente. Estas regiões estão em um alto topográfico conforme mostrado no mapa MDT (Figura 28). As fácies sedimentares da Formação Hilário (6633000 mS, 253000 mE, fuso 22J) apresentou médio a alto valores de potássio. Essas fácies são formadas por conglomerados com clastos vulcânicos e piroclásticos. Esse reconhecimento foi comprovado, além do mapa ternário, pelos mapas de razões entre eTh/K e eU/K (Figuras 33 e 34), onde apresentaram baixos valores para essas litologias.

A borda esquerda do mapa ternário representa a maior concentração entre os três radioelementos. Esta região refere-se à Formação Acampamento Velho. O que diferencia o conteúdo de potássio nesta região com as outras partes desta formação, é que nesta região os mapas de razões eU/K e eTh/K apresentam altos valores, indicando que o potássio não está abundante quanto em outros afloramentos da Formação Acampamento Velho. Isso pode ser um indício de alto grau de intemperismo que lixivia o potássio da região, tendo em vista que é o elemento mais móvel dentre os radioelementos. À direita, essa região representa as fácies metavulcânicas do Supercomplexo Vacacaí com as metavulcânicas de composição andesíticas e basálticas, onde o grau de metamorfismo dominante está nas fácies de xisto verde e anfibólito inferior.

No mapa ternário é possível observar uma região escura que envolve o granito Cerro da Cria (borda superior do mapa), indicando baixos teores dos radioelementos. A região de alto topográfico alongada na direção NE-SW mostra um tom avermelhado apontando maior teor de potássio. À esquerda do granito Cerro da Cria apresenta uma região alongada preta. Esta área representa o Complexo Cerro Mantiqueira, que é composto por rochas básicas e ultrabásicas metamorfizadas, justificando a sua baixa contagem de radioelementos, onde o potássio nesta região, assim como ao redor do granito Cerro da Cria, é praticamente ausente.

O mapa do Fator F (Figura 37) mostra o conteúdo de potássio com relação ao urânio e tório, sendo muito útil na identificação de zonas de alteração hidrotermal, pois existe a relação entre processo e a ocorrência de metais base (cobre, chumbo, zinco) como também ouro e prata. O mapa mostra que as principais áreas com maior percentual do Fator F estão nos altos topográficos relacionados à Formação Acampamento Velho, onde apresentam valores de até 5 %. Ocorrência de cobre já foi diagnosticada nesta formação (alto topográfico localizado nas coordenadas 6610000 mS, 240000 mE até 6635000 mS, 255000 mE, fuso 22J) próximo ao granito Caçapava do Sul.

10. Conclusão

O processamento dos dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos apresentou bons resultados no que se refere ao realce do campo magnético anômalo e quantificação dos radioelementos. Para os dados magnéticos, a técnica de gridagem bidirecional apresentou bons resultados. A técnica ASA ressaltou bordas de fontes anômalas que puderam ser confirmadas pela 1ª e 2ª Derivada Vertical juntamente com a continuação para cima (500 m), pelo Gradiente Horizontal e pela Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal, indicando fontes rasas. Apesar das unidades litológicas do Terreno São Gabriel estarem alongadas preferencialmente na direção NE-SW, os lineamentos magnéticos mostraram estruturas de subsuperfície na direção NW-SE.

O processamento dos dados gamaespectrométricos mostrou-se eficiente e a geração dos mapas ressaltou fielmente as litologias aflorantes confirmadas em mapas geológicos. O mapa de contagem total, o conteúdo individual dos radioelementos, o mapa ternário e o mapa Fator F, mostraram maior abundância dos radioelementos nos altos topográficos. Através dos mapas de razões, foi possível identificar áreas onde ocorre maior concentração de eU e eTh com relação ao K. O mapa ternário mostrou regiões bem delimitadas ricas em K, eU e eTh, como também uma região pobre na contagem desses radioelementos.

Os resultados deste trabalho abrem amplas possibilidades de estudos geofísicos terrestres mais detalhados sobre os lineamentos magnéticos, assim como estudos geológicos de cunho estrutural para validar os resultados do processamento geofísico em campo.

11. Referências Bibliográficas

ALMEIDA F.F.M, HASUI Y., BRITO-NEVES B.B, FUCK R. A. **Brazilian Structural Provinces: an Introduction.** Earth-Science Reviews, 17. p 1-19. Abril 1981.

BORBA A. W. **Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica.** Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Porto Alegre, 2006.

BORBA, A. W.; MARASCHIN. A. J.; MIZUSAKI, A. M. P. **Evolução Tectono-Estratigráfica e Paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um Exercício de Geologia Histórica e Análise Integrada de uma Bacia Sedimentar Neoproterozóica.** Porto Alegre. Revista Pesquisas em Geociências, 34 (2), p. 57-74. 2007.

BURGER, H. R., SHEEHAN A.F., CRAIG,H. J. **Introduction to applied geophysics exploring the shallow subsurface.** New York: W.W. Norton. p. 429-497. 2006.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul.** Escala 1:750.000. 2008.

CHEMALE JR. F. **Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense.** In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.): Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 13-52. 2000.

COOPER, G. R. J. & COWAN, D.R. **Edge enhancement of potential field data using normalized statistics.** Geophysics. Vol. 73, n° 3, H1-H4. 2008.

COSTA A. F.U. **Teste e modelagem geofísica das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense.** Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 2v. 257p. 1997.

DICKSON, B.L. AND SCOTT, K. M. **Interpretation of aerial gamma/ray surveys – adding the geochemical factors.** AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics 17(2): 187-200. 1997.

FRAGOSO-CESAR A.R.S. **Tectônica de placas no ciclo Brasiliano: As orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul.** São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1991.

FERNANDES, L. A. D., MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G. E. & CAMOZZATO, E. **Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico.** Revista Brasileira de Geociências, 25(4): 375-384. 1995.

FERREIRA, F. J. F; SOUZA, J. DE; BONGIOLO, A. B. S.;CASTRO, L. G. DE.; **Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt angle.** Geophysics, vol. 78. p. J33-J-41. 2013

GEOSOFT. **Sistema de Mapeamento e Processamento. Tutoriais™.** 334p. 2010.

GNOJEK, I.; PROCHYSTAL, A. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*. Volume 23. p. 491-502. 1985.

GRASTY, R. L. AND MINTY, B. R. S. **A guide to the technical specifications for airborne gamma-ray surveys:** Australian Geological Survey Organization Technical Report 1995/60. 1995.

GOULART, R. V.; REMUS, M. V.D.; REIS, R.S. **Composição isotópica de Sr, C, e O e geoquímica de ETRs das rochas carbonáticas do Bloco São Gabriel, Rio Grande do Sul.** Pesquisas em Geociências. Porto Alegre, 40 (1). P. 75-97. 2013.

HALLIDAY, D.; RESNICK R. e WALKER J. **Fundamentos de Física: Eletromagnetismo.** Volume 3. 8ª edição. Editora LTC, 2009.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE JR., F.; PHILIPP, R. P. **Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano.** In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.): 50 ANOS de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições, p. 97-123. 2007.

HARTMANN, L. A.; LIU, D.; WANG, Y.; MASSONNE, H.; SANTOS, O.S. J. **Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 80 n.3: p. 543-551, 2008.

HASUI, Y. **A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional**. XI Simpósio de Geologia do Sudeste. São Pedro. 2009.

HILDENBRAND, J. D. **Aerogeofísica no Brasil e a evolução das tecnologias nos últimos 50 anos**. I Simpósio de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro. 2007.

KEAREY, P.; BROOKS, M & HILL, I. **Geofísica de Exploração. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de Textos**. Título original. An Introduction to geophysical exploration. p. 272-312 e 391-398. 2009.

LASA PROSPECÇÕES S. A. **Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos**. Programa Geologia do Brasil (PGB). Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul. Volume 1, 83 p. Texto técnico, 2010.

LIMA, E. F.; SOMMER, C.A.; NARDI, L.V. S. **O Vulcanismo Neoproterozoico-Ordoviciano no Escudo**. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.): Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 79-97. 2007.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**, Second Edition. Cambridge University Press. p. 281-360. 2007.

MASON, C. M. AND TAYLOR, H. L. **A Systematic Approach to Well Surveying Calculation**. Society of Petroleum Engineers Journal. Vol. 12. p 474 - 488. 1972.

MILLIGAN, P. R. AND GUNN, P. J. **Enhancement and presentation of airborne geophysical data**. AGSO Journal of Geology and Geophysics, 17. p 63-75. 1997.

MINTY, B. R. S.; PHIL McFADDEN.; AND BRIAN, L. N. KENNET. **Multichannel processing for airborne gamma-ray spectrometry**. Geophysics, Vol. 63, No. 6; p. 1971-1985. 1998.

MINTY, B. R. S. **Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry**. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2). p 39-52.

NABIGHIAN, M. N.; **The analytical signal of 2D magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation**. Geophysics. Vol. 37, p 507-517. 1972.

NATIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL INFORMATION. In: NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. **Geomagnetism**. Disponível em: <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/declination.shtml>. Acesso em: 13/09/2016.

NAIME, R. H. **Geologia, Geoquímica e Petrologia do Complexo Granítico Ramada e do Granito Cerro da Cria**. Dissertação de Mestrado. UFRGS. Porto Alegre, 148p. 1987.

OSTROVSKIY E. Ya. **Antagonism of radioactive elements in wallrock alteration fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting**. International Geological Review, v. 17. p 461-468. 1975.

PAIM, P.S.G.; F. LOPES, R. C.; CHEMALE JR., F. **Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS**. In: SBG VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. I Encontro do Cone Sul. Boletim. p. 39-50. Porto Alegre. 1995.

PAIM, P.S.G.; CHEMALE JR., F. & LOPES, R. C. **A Bacia do Camaquã**. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.): Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 231-274. 2000.

PAIM, P.S.G.; CHEMALE JR., F. & WILDNER, W. 2014. **Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS)**. Revista do Centro de Ciências Naturais e Exatas – UFSM. Ciência e Natura, v. 36 Ed. Especial. p.183-193. 2014.

PELOSI A. P. M. R.; FRAGOSO-CESAR A. R. S. **Proposta de classificação litoestratigráficas para o Grupo Maricá**. 1º Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, 2003. Anais. p 133-138.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; CHEMALE JR., F. **A Geração dos Granitóides Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: Evidências dos Isótopos de Sr e Nd e Implicações para o crescimento continental da Porção sul do Brasil**. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.): 50 ANOS de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições, p. 59-79. 2007.

PHILIPP, R.P; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE JR. F. **Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology**. Brazilian Journal of Geology, 46(Suppl 1): p.83-104. 2016.

PORCHER, A. C.; LOPES, C. R. **Carta Geológica de Cachoeira do Sul**. Escala 1:250.000. Serviço Geológico do Brasil. 2000.

REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L.A., McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. **SHRIMP U/PB zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil**. Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1. Boletim, UFRGS, Porto Alegre, p. 83. 1999.

RIBEIRO, M.; BOCCHI P. R.; FIGUEIREDO F. P. M.; TESSARI R. I. **Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS**. DNPM/DFPM. Boletim 127. Rio de Janeiro, 1966.

ROLDÃO, D.G. **Análise integrada de dados estruturais e geofísicos no controle de depósitos minerais na região oeste do Escudo Sul-rio-grandense (RS, Brasil)**. Porto Alegre, 2000. Dissertação de Mestrado – PPGEM/UFRGS 133p.

SCHÖN, H.J. **Physical Properties of Rocks**. UK. Volume 18. Elsevier. p. 77-130. 1996.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F., NARDI, L. V. S.; PIEROSAN, R. **Potassic and Lowand High-Ti Mildly Alkaline Volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil**. Journal of South American Earth Sciences 18: p237-254. 2005.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; PIEROSAN, R.; MACHADO, A. **Roeignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação**. Revista Brasileira de Geociências. V 41, n° 3. 2011.

SOLIANI JR., E. **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica**. São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1986.

TRAVASSOS, R. P. **Interpretação estrutural regional do escudo Sul-Rio-Grandense – Rio Grande do Sul – Brasil, com base em aeromagnetometria**. Brasília, Universidade de Brasília, 2014. Dissertação de Mestrado.

TELFORD, W. M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R. E. "**Applied Geophysics**", 2nd. Cambridge University Press. 1990.

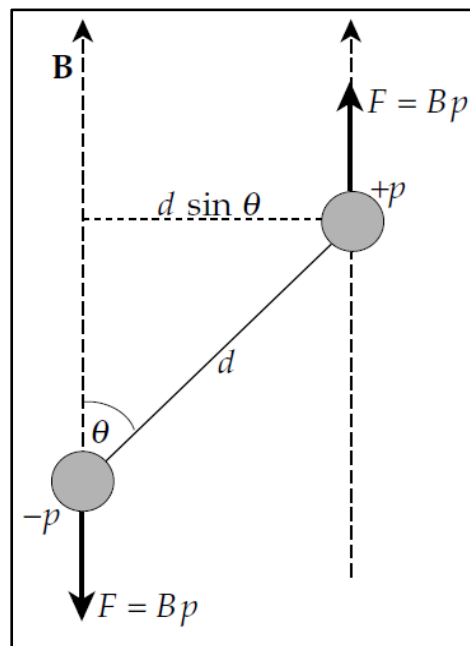
APÊNDICE A – Magnetometria: Fundamentos Teóricos

O momento magnético de um dipolo (M) é uma grandeza que quantifica a força que um campo magnético exerce em uma barra magnética (equação A.1). O torque exercido por um campo magnético para virar uma barra magnética paralelamente a direção do campo magnético é proporcional a M . O torque pode ser calculado considerando as forças exercidas por um campo magnético uniforme B em um par de polos magnéticos de força p separados por uma distância d (Figura A.1). A força igual a Bp age na direção do polo positivo e uma força de igual intensidade age na direção oposta em direção ao polo negativo. Se o eixo da barra metálica está orientado com um ângulo θ , a distância perpendicular entre as linhas de ação das forças é $d \sin(\theta)$. Resolvendo as equações baseadas na figura 6, o torque sentido por uma barra magnética torna-se o produto vetorial entre o momento magnético e o campo magnético (equação A.1).

$$M = p d \quad (\text{A.1})$$

No SI, o momento magnético é expresso em Amper-metro² (Am²).

Figura A.1 – Definição geométrica para o cálculo do momento magnético (M) de um par de polos magnéticos.



Fonte: Lowrie (2007)

$$\text{torque} = F d \sin\theta \quad (\text{A.2})$$

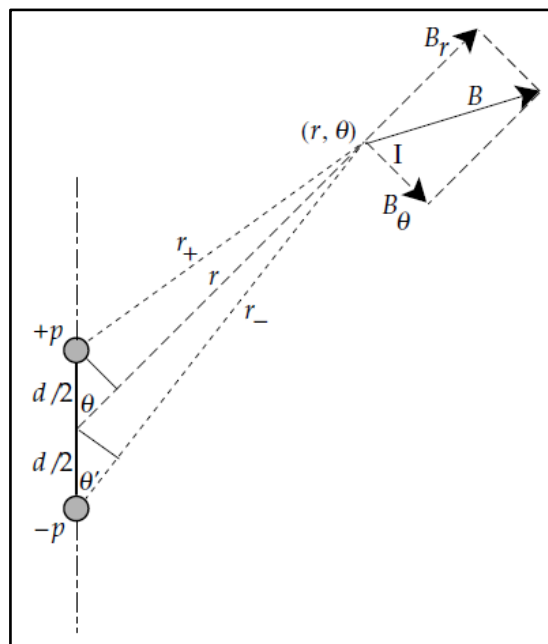
$$\tau = p d B \sin\theta = \vec{M} \times \vec{B}$$

$$\vec{\tau} = \vec{M} \times \vec{B} \quad (\text{A.3})$$

No SI, a unidade que representa o torque é o Newton metro (N m)

Assim como no estudo do campo gravitacional, onde ele pode ser expressado através do potencial gravitacional, o campo magnético pode ser descrito em termos de potencial magnético (V). A geometria para o cálculo do potencial magnético de um par de polos magnéticos é mostrada na Figura A.2.

Figura A.2 – Geometria para o cálculo do potencial de um par de polos magnéticos.



Fonte: Lowrie (2007).

Onde r é a distância, em metro (m), entre um ponto e os polos de magnitude $+p$ e $-p$, em Amper-metro (A m), d é a distância entre os polos, em metro (m), (r, θ) é a coordenada polar do ponto I onde se quer calcular o potencial magnético, B é o campo magnético, B_r e B_θ são suas componentes, em Tesla (T). Desta maneira, é possível obter a equação para o potencial magnético causado por um polo conforme mostrado na equação A.4.

$$V = - \int_r^{\infty} B \, dr = \frac{\mu_0 P}{4\pi \cdot r} \quad (\text{A.4})$$

A equação A.4 mostra o resultado do cálculo do potencial magnético para apenas um polo. Uma vez que um polo magnético isolado não existe, a equação precisa ser expandida para o caso de um dipolo.

Considerando a Figura A.2, o potencial V a uma distância r do par de polos, em uma direção que faz um ângulo θ com o eixo, é a soma dos potenciais dos polos positivo e negativo, onde $+r$ é a distância do ponto ao polo positivo e $-r$ do polo negativo, assim:

$$V = \frac{\mu_0 P}{4\pi} \left(\frac{1}{r_+} - \frac{1}{r_-} \right) \quad (\text{A.5})$$

$$V = \frac{\mu_0 P}{4\pi} \left(\frac{r_- - r_+}{r_+ r_-} \right) \quad (\text{A.6})$$

O par de polos opostos forma um dipolo. Quando a separação entre os polos se torna infinitesimal comparado com a distância destes polos com o ponto de observação ($d \ll r$), as equações A.7 e A.8 podem ser escritas de forma aproximada:

$$r_+ \approx r - \frac{d}{2} \cos\theta \quad (\text{A.7})$$

$$r_- \approx r + \frac{d}{2} \cos\theta' \quad (\text{A.8})$$

Quando $d \ll r$, o ângulo $\theta \approx \theta'$. Desta maneira, algumas simplificações podem ser feitas:

$$r_- - r_+ \approx \frac{d}{2} (\cos\theta' + \cos\theta) \approx d \cos\theta \quad (\text{A.9})$$

$$r_+ r_- \approx r^2 - \frac{d^2}{4} (\cos^2\theta) \approx r^2 \quad (\text{A.10})$$

O cálculo do potencial V para um dipolo pode ser efetuado substituindo as equações A.9 e A.10 na equação A.5:

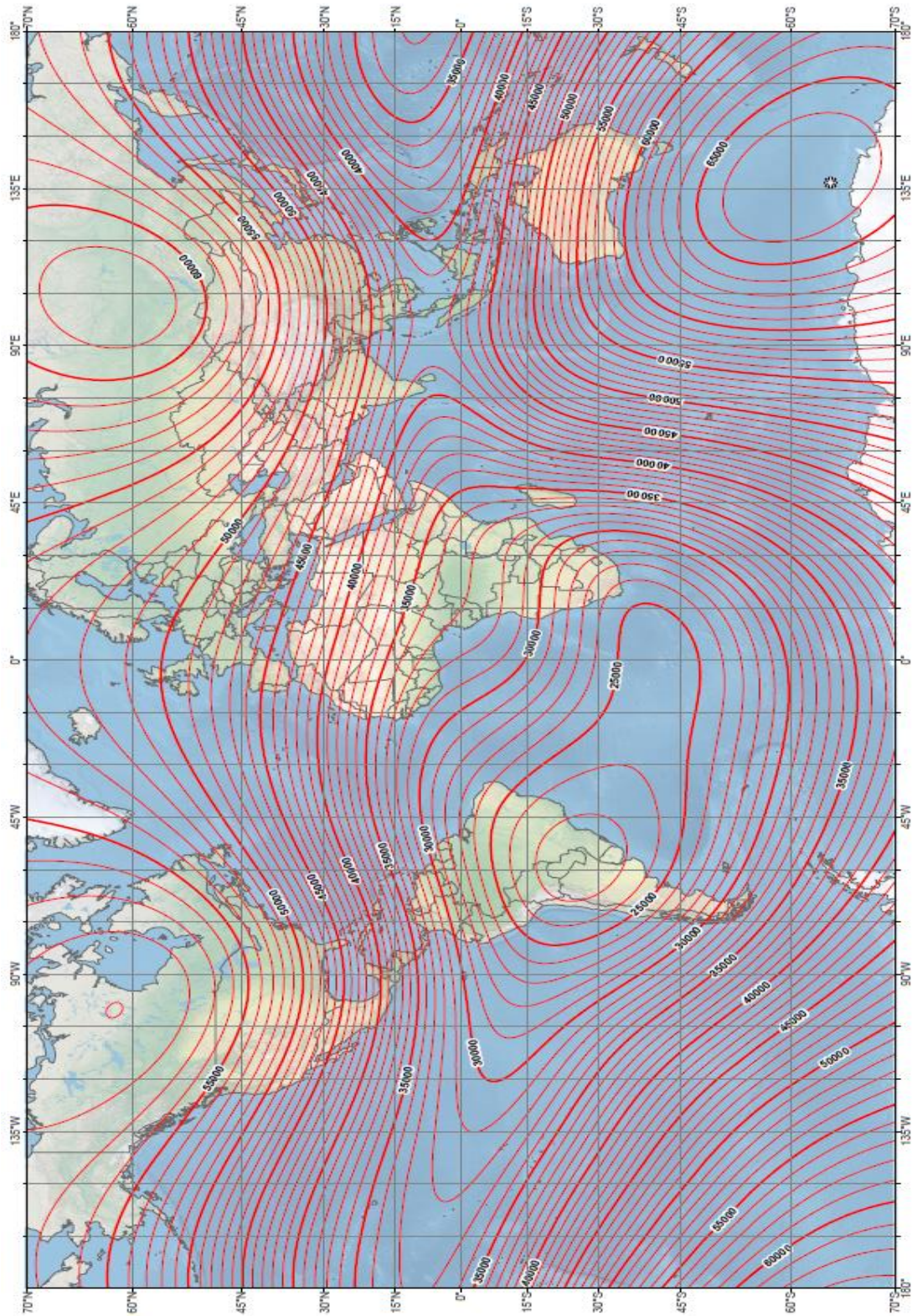
$$V = \frac{\mu_0 (dp)}{4\pi r^2} = \frac{\mu_0 M \cos\theta}{4\pi r^2} \quad (\text{A.11})$$

No SI, a unidade para o potencial magnético V é Volts segundo por metro (V s)/m.

Uma importante e útil característica do potencial magnético é que se pode encontrar o campo magnético de uma determinada direção fazendo a derivada negativa do potencial do dipolo magnético da mesma direção (BURGER et al., 2006).

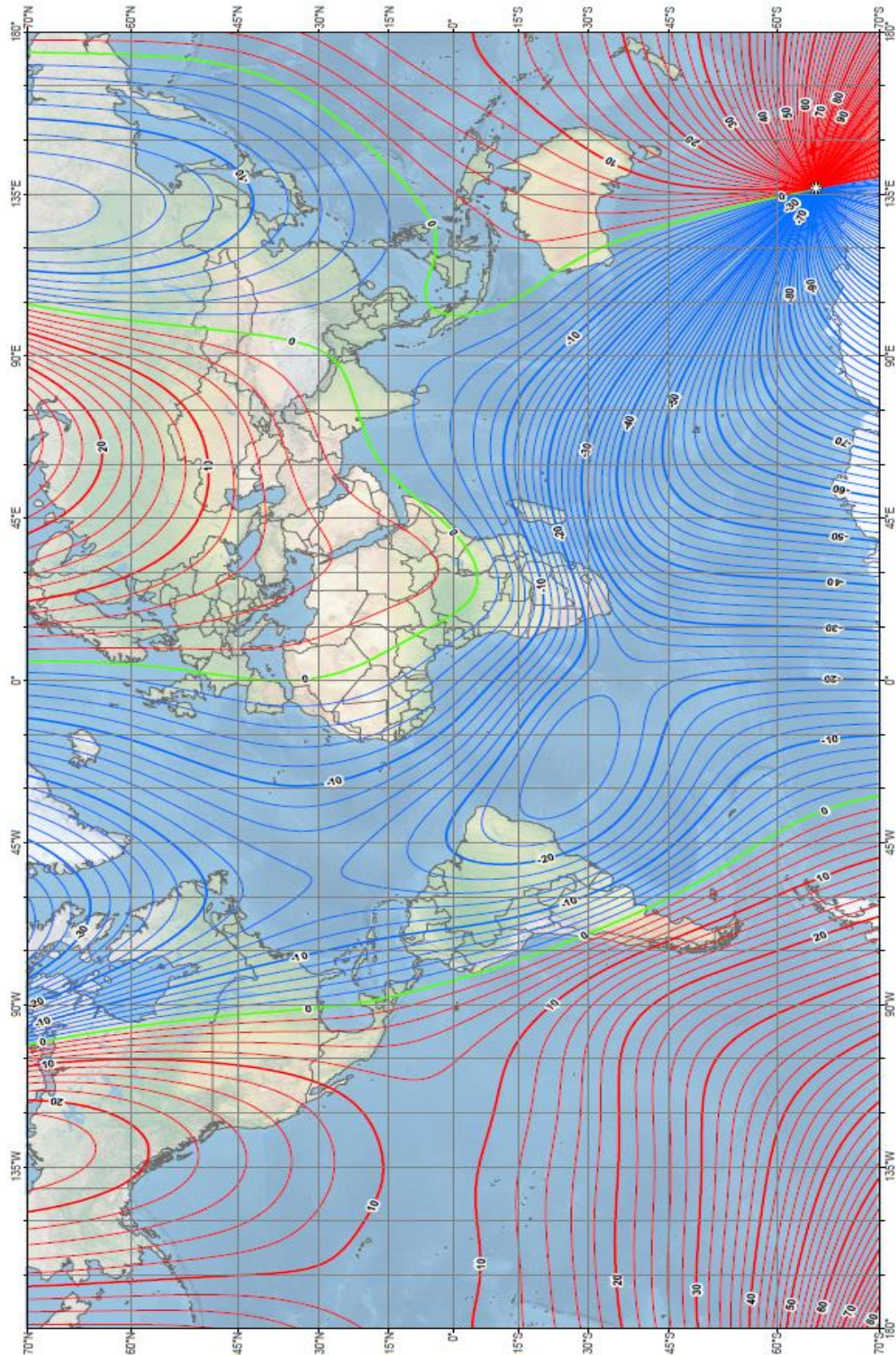
A Figura A.3 mostra a intensidade do campo magnético total no ano de 2014. Observando cuidadosamente, é possível perceber que o padrão das linhas de força assemelha-se a um dipolo. De fato, o campo magnético da Terra pode ser bem aproximado a um campo produzido por um dipolo inclinado em um ângulo de 11.5° com o eixo de rotação da Terra. No entanto, as Figuras A.4 e A.5, que mostram a declinação magnética e a inclinação magnética do campo total do ano de 2014, possuem irregularidades que não podem ser explicadas como um dipolo. Burger et al. (2006) citam que cerca de 10% do campo total da Terra não pode ser descrito como um único dipolo, necessitando aplicar outros dipolos menores e com momento magnético diferentes e com posições próximas a borda exterior do núcleo interno da Terra para deixar o modelo mais acurado.

Figura A.3 – Campo magnético total (B). Intervalo de contorno: 1000 nT. O ponto inferior direito representa o polo sul magnético.



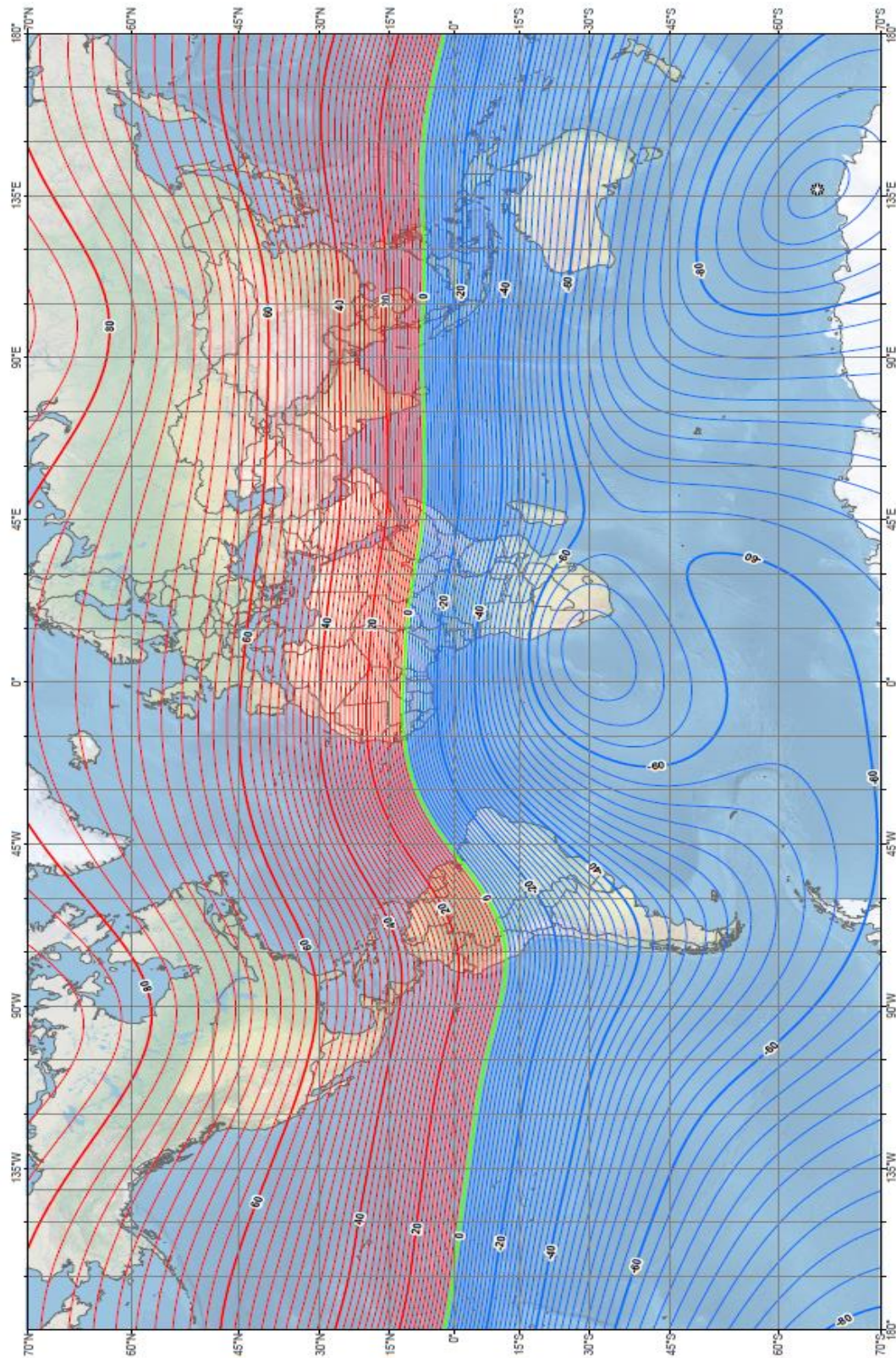
Fonte: National Oceanic and Atmospheric Administration. Publicado em Dezembro/2014.

Figura A.4 – Mapa da variação da declinação magnética (D). Intervalo de contorno: 2°. Os contornos vermelhos (leste) são os valores positivos da declinação magnética. Os contornos azuis (oeste) são os valores negativos da declinação magnética e os contornos verdes são valores iguais a zero. O ponto inferior direito representa o polo sul magnético.



Fonte: National Oceanic and Atmospheric Administration. Publicado em Dezembro/2014.

Figura A.5 – Mapa da inclinação magnética (I). Intervalo de contorno: 2°. Os contornos vermelhos (hemisfério Norte) representa a inclinação positiva. Os contornos azuis (hemisfério Sul) representa a inclinação negativa.



Fonte: National Oceanic and Atmospheric Administration. Publicado em Dezembro/2014.

A.1. Anomalia Magnética

O campo magnético total B (campo principal) e sua componente horizontal H e vertical Z foram definidos na equação 6. O campo anômalo será definido como o campo anômalo B_A , e sua componente horizontal H_A e vertical Z_A .

Em qualquer ponto da superfície na qual o campo total é medido, as medidas incluem o campo total B (campo principal), um campo anômalo e uma pequena contribuição de um campo externo. A Figura A.6 ilustra esta situação. Por exemplo, o campo magnético total medido pelo magnetômetro é igual a 55 005 nT. Esta medida inclui o campo magnético total B sem perturbação (55 000 nT) mais a contribuição de um campo anômalo B_A (5 nT). O campo magnético mais o campo anômalo será denotado por B_T . No entanto, não se sabe a orientação do campo B_T . Para resolver este problema pode-se assumir que $B \gg B_A$, que, de acordo com Burger et al., (2006) é quase sempre o caso, especialmente para pesquisas rasas, a menos que exista um grande corpo com grande susceptibilidade magnética. O vetor do campo total B_T , que inclui o campo magnético total B sem perturbação e o campo magnético anômalo B_A é para objetivos práticos paralelo a direção do campo magnético B . Desta maneira, o efeito da anomalia na leitura do magnetômetro é a componente B_{AT} da anomalia B_A na direção do campo magnético B sem perturbação. Assumindo esta concepção, é possível desenvolver equações para determinar o campo anômalo total B_A através de suas componentes H_A e Z_A (BURGER et al., 2006).

Com o objetivo de encontrar uma equação para determinar o valor da componente B_{AT} do campo anômalo (Figura A.6a) é necessário considerar que a componente horizontal H_A do campo anômalo está na direção do norte magnético. A partir da geometria assumida na Figura A.6c, então:

$$(B + B_{AT})^2 = (Z + Z_A)^2 + (H + H_A)^2 \quad (\text{A.12})$$

Expandido a equação A.12:

$$B^2 + 2BB_{AT} + B_{AT}^2 = Z^2 + 2ZZ_A + Z_A^2 + H^2 + 2HH_A + H_A^2 \quad (\text{A.13})$$

Porque $B \gg B_A$, então B_{AT}^2, H_A^2 e Z_A^2 podem ser desprezados, reduzindo para:

$$B^2 + 2BB_{AT} = Z^2 + 2ZZ_A + H^2 + 2HH_A \quad (\text{A.14})$$

mas $B^2 = H^2 + Z^2$, então a equação reduz para $BB_{AT} = ZZ_A + HH_A$, então:

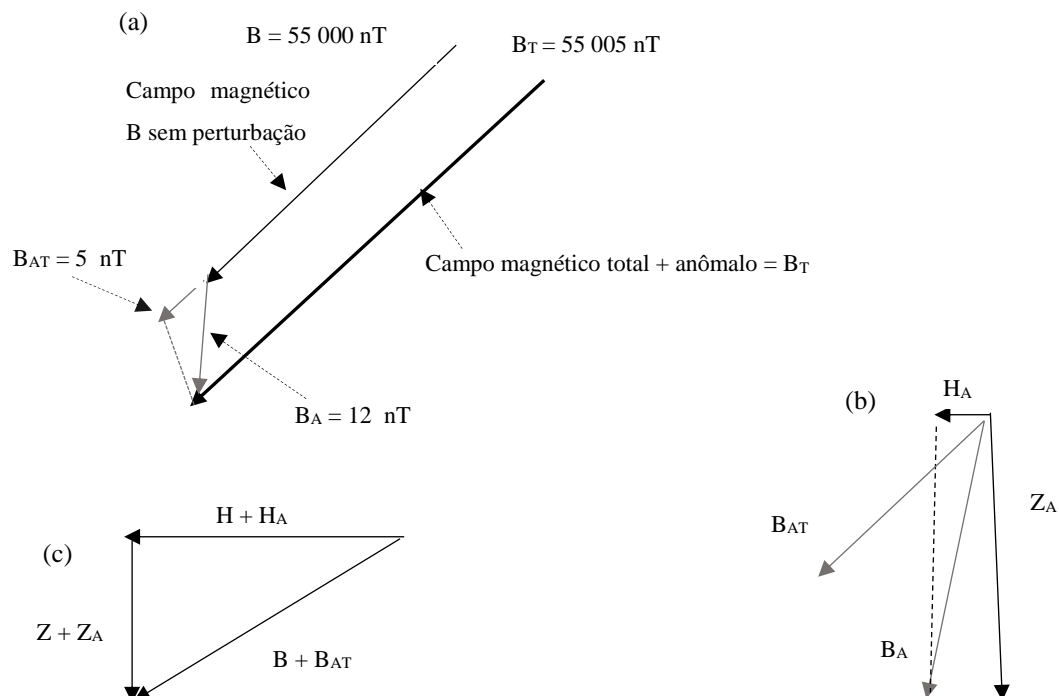
$$B_{AT} = Z_A \left(\frac{Z}{B} \right) + H_A \left(\frac{H}{B} \right) \quad (\text{A.15})$$

Aplicando as equações dos elementos geomagnéticos descritos pela equação A.16, tem-se:

$$B_{AT} = Z_A \text{sen } I + H_A \cos I \quad (\text{A.16})$$

A equação A.16 calcula a componente B_{AT} da anomalia B_A na direção do campo principal sem perturbação. Esta componente é o efeito da anomalia B_A na leitura do magnetômetro. Ou seja, o magnetômetro mede a componente B_{AT} .

Figura A.6 – Geometria assumida para o cálculo do campo anômalo total. (a) Vetores do campo magnético sem perturbação (B) e do campo anômalo (B_T). (b) Componentes do campo anômalo. (c) Componentes do campo magnético sem perturbação e do campo anômalo.



Fonte: modificado de Burger et al., 2006.

A.2. Susceptibilidade Magnética

Uma lista mais completa pode ser encontrada em Telford et al. (1990), e de minerais diamagnéticos, paramagnéticos, ferromagnéticos, antiferromagnéticos e ferrimagnéticos podem ser encontradas em Schön (1996).

TABELA A.1 – Susceptibilidade magnética de algumas rochas e minerais

| Tipo | Susceptibilidade x 10 ³ (SI) | |
|---------------------------|---|--------|
| | Alcance | Média |
| <i>Sedimentar</i> | | |
| Dolomito | 0 – 0,9 | 0,1 |
| Calcário | 0 – 3 | 0,3 |
| Arenito | 0 – 20 | 0,4 |
| <i>Metamórfica</i> | | |
| Xisto | 0,3 - 3 | 1,4 |
| Gnaisse | 0,1 - 25 | |
| Quartzito | - | 4 |
| Anfibolito | - | 0,7 |
| <i>Ígnea</i> | | |
| Granito | 0 – 50 | 2,5 |
| Riolito | 0,2 – 35 | |
| Diabásio | 1 – 160 | 55 |
| Gabro | 1 – 90 | 70 |
| Basalto | 0,2 – 175 | 70 |
| <i>Mineral</i> | | |
| Quartzo | - | - 0,01 |
| Argilominerais | | 0,2 |
| Pirita | 0,05 – 5 | 1,5 |
| Hematita | 0,5 – 35 | 6,5 |
| Pirrotita | 1 – 6000 | 1500 |
| Ilmenita | 300 – 3500 | 1800 |
| Magnetita | 1200 – 19200 | 6000 |

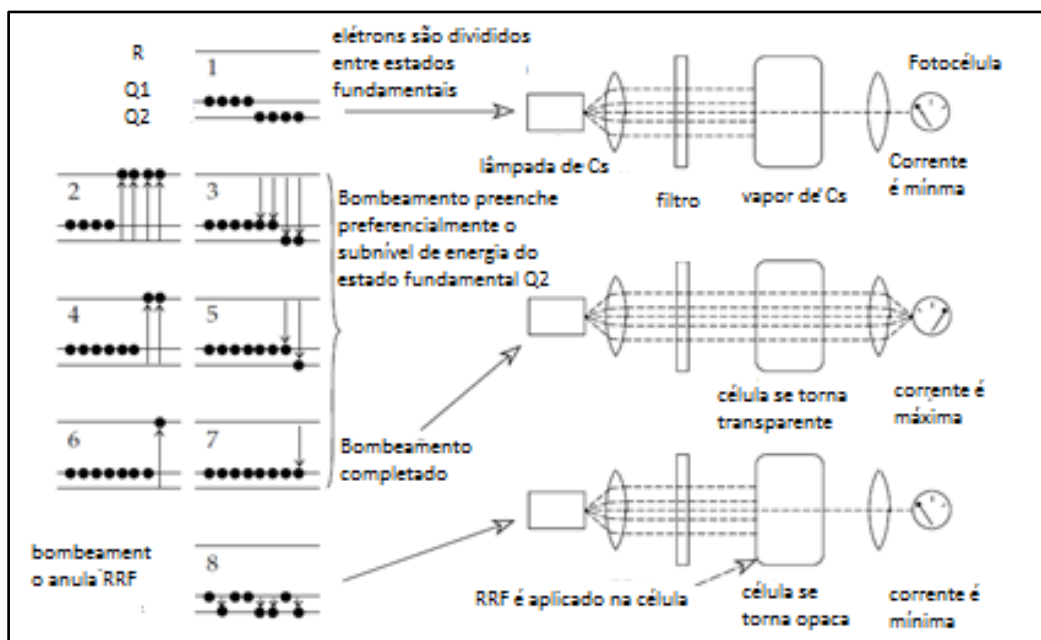
Fonte: modificado de Telford et al. (1990).

A.3. Magnetômetro de Bombeamento Ótico

De acordo com Lowrie (2007), o princípio operacional do magnetômetro de Bombeamento Ótico é baseado no modelo da mecânica quântica de um átomo. Um átomo possui um núcleo e, ao redor deste núcleo, existem elétrons dispostos em camadas concêntricas em que cada camada possui um nível de energia. O nível de energia mais baixo de um elétron representa seu estado fundamental. O momento magnético (M) associado ao *spin* de um elétron pode ser paralelo ou antiparalelo a um campo magnético externo. Isso resulta na divisão do estado fundamental do elétron em dois subníveis de energia com uma pequena diferença de energia entre eles. A diferença desta energia é proporcional a força do campo magnético externo. A divisão dos níveis de energia na presença de um campo magnético é chamada de efeito Zeeman.

O magnetômetro de Bombeamento Ótico utiliza o efeito Zeeman no vapor de elementos alcalinos como o rubídio ou césio, que possuem apenas um elétron de valência em suas camadas mais externas. A Figura A.7 ilustra um magnetômetro de vapor alcalino. Um feixe de luz passa por uma célula de absorção que contém rubídio ou césio, depois move em direção a uma célula fotoelétrica que mede a intensidade deste feixe de luz. Na presença de um campo magnético o estado fundamental do rubídio ou césio é dividido em dois subníveis, Q_1 e Q_2 . Se um conteúdo exato de energia é adicionado ao vapor, então os elétrons podem subir para um nível de energia maior R . Se uma amostra é irradiada com um feixe de luz do qual a faixa espectral Q_2R foi removida, então a energia que corresponde a transição de Q_1R não foi removida. Sendo assim, os elétrons do estado fundamental Q_1 receberão energia que os excitarão para subir ao nível de energia R , ao passo que aqueles no estado fundamental Q_2 permanecerão neste estado. A energia destas transições vem do feixe de luz incidente, que é absorvida na célula. Se um elétron do nível de energia R cai de volta para o subnível Q_1 , ele será excitado novamente e saltará para a camada R , mas se ele cair para o subnível Q_2 , ele permanecerá nela. Este processo é chamado de bombeamento ótico (*optical pumping*), que esvaziará o subnível Q_1 e preencherá o subnível Q_2 . Enquanto os elétrons são movidos de Q_1 a Q_2 por este processo, menos energia será absorvida e a amostra se tornará transparente. Quando os elétrons estão em Q_2 , um detector foto sensível registrará um máximo de corrente.

Figura A.7 – Princípio de operacional do magnetômetro de bombeamento ótico. RRF é a ressonância da rádio frequência. Cs é elemento Césio. R é a camada eletrônica de maior energia. Q1 e Q2 são os subníveis de menor energia que R.



Fonte: modificado de Lowrie (2007).

Nos magnetômetros de vapor de rubídio e césio um feixe de luz polarizado cintila a aproximadamente 45° a direção do campo magnético principal. Na presença do campo magnético da Terra, o movimento de precessão do elétron aproxima a direção do campo na frequência de Larmor. Em uma parte do movimento de precessão, um *spin* de um elétron é quase paralelo a direção do campo e a outra parte é quase antiparalelo. A variação de absorção causa flutuação da intensidade do feixe de luz na frequência de Larmor. Isso é detectado pela fotocélula e convertido para uma corrente alternada, desta maneira uma rádio frequência de ressonância é criada no container de gás de rubídio. O ambiente do campo geomagnético B_T que causa a divisão do estado fundamental é proporcional à frequência de Larmor dada pela equação A.17:

$$B_t = f \frac{2\pi}{\gamma_e} \quad (\text{A.17})$$

Onde γ_e é a razão giromagnética do elétron. B_t é medido em Hz/nT.

A frequência de precessão é medida pelo magnetômetro e o valor do campo magnético é calculado.

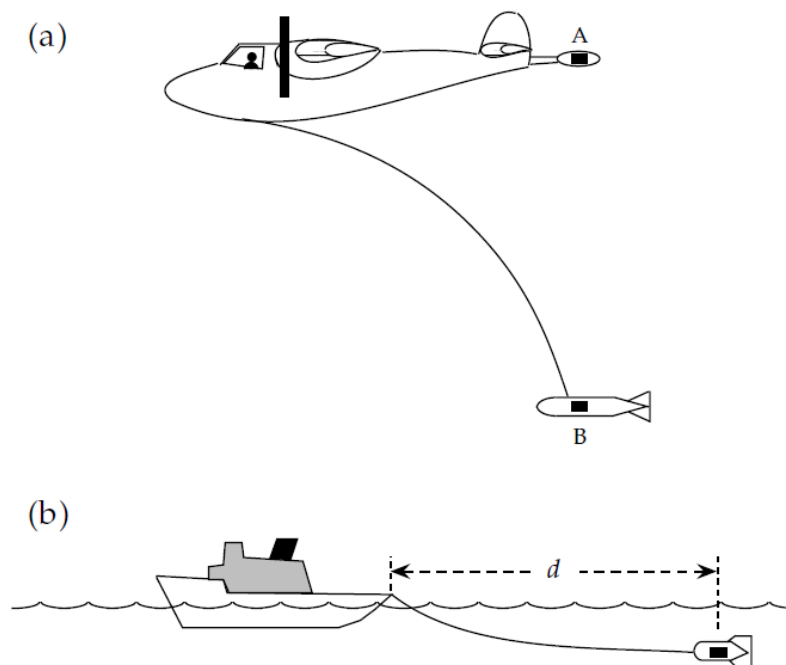
A.4. Aquisição de dados magnéticos

A pesquisa geofísica, seja qual for o método aplicado, é dividida em três etapas: aquisição dos dados, processamento e, por último, a interpretação. A aquisição de dados magnéticos pode ser realizada tanto em terra, água ou ar. Em simples levantamentos terrestres, o operador usa um magnetômetro portátil para medir o campo magnético em determinados pontos de sua escolha e outro magnetômetro é instalado em uma estação base para a medida da variação diurna do campo magnético para sua remoção no pré-processamento. Para grandes áreas, usualmente os levantamentos são realizados por avião, onde nele está acoplado o magnetômetro. Pesquisas realizadas em mar podem ser conduzidas por navios ou também por aviões.

Levantamentos magnéticos aéreos são extremamente atrativos por cobrirem grandes áreas a baixo custo por quilômetro, como também permitem o acesso em áreas em que uma equipe terrestre teria dificuldade de alcance (Figura A.8). A altura do voo pode ser escolhida de acordo com os objetivos do projeto para favorecer estruturas dependendo de seu tamanho e profundidade (TELFORD et al., 1990). A desvantagem está relacionada a atenuação de estruturas muito rasas, que podem estar associadas a objetos ou mineralizações.

Em levantamentos magnéticos marinhos, o magnetômetro é rebocado através de um cabo na popa do navio a uma distância entre 150-300 metros para minimizar o efeito magnético causado pela embarcação. O magnetômetro é colocado dentro de um equipamento a prova d'água chamado '*fish*' e as medidas são realizadas. A velocidade de pesquisa é em torno de 10 km/h e o magnetômetro fica entre 10-20 metros abaixo da superfície da água (LOWRIE 2007).

Figura A.8 – (a) Levantamento magnético aéreo, onde o magnetômetro pode ser montado na cauda do avião (A) ou transportado por um cabo (B). (b) Levantamento magnético marinho, onde o magnetômetro deve estar a uma distância d do navio para minimizar o efeito magnético da embarcação.



Fonte: modificado de Lowrie (2007).

A.5. Processamento e interpretação de dados magnéticos

Nos levantamentos magnéticos os resultados são mostrados como conjuntos de perfis ou mapa magnéticos de contorno (TELFORD et al., 1990). No entanto, até chegar a esses resultados, é necessário antes realizar uma série de correções e técnicas de processamento. Esse processo requer o conhecimento do modo com que os dados foram obtidos (terrestre ou aéreo) para que as correções sejam aplicadas corretamente sem ultrapassar os limites da realidade dos dados obtidos em campo.

As correções dos dados são importantes, pois durante a aquisição os dados sofrem influência de diversos fatores externos que precisam ser extraídos ou amenizados para que não haja um processamento de dados inexistentes. As principais correções utilizadas para os dados magnéticos são:

- Correção da variação diurna: pois o campo magnético terrestre varia durante o dia;
- Correção geomagnética: o campo magnético varia com a latitude, sendo necessária sua

correção. Esta correção remove o efeito do campo da Terra de referência dos dados adquiridos.

A correção de elevação não é tão utilizada como na gravimetria, pois o gradiente de variação do campo magnético com relação à altitude é muito baixo, com cerca de aproximadamente 0,025 nT/m (BURGER et al., 2006).

Depois de realizadas as correções dos dados, o processamento é a próxima etapa na manipulação dos dados magnéticos. Telford et al. (1990) mostram que dados aeromagnéticos geralmente são tratados utilizando as seguintes técnicas:

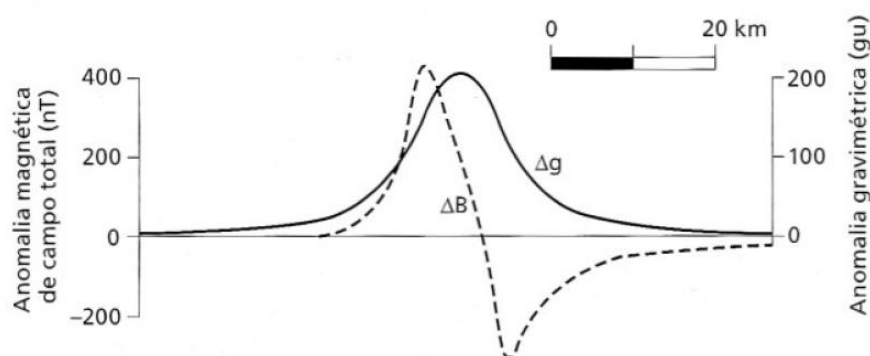
- Redução dos dados para um gride uniforme pela interpolação unidimensional perpendicular à direção do voo;
- Pré-processamento, que pode envolver continuação, cálculo das derivadas, extração da componente vertical, transformada de Fourier, entre outros;
- Simulação de vários perfis para atenuar os ruídos do *background*;
- Filtragem para localizar áreas anômalas;
- Análise dos perfis para a localização e orientação das anomalias;
- Interpolação dos perfis normal à direção e centrado nas anomalias, para mais análises detalhadas;
- Comparação de perfis com curvas desenvolvidas de modelos.

A interpretação de anomalias magnéticas é similar em termos de procedimentos a gravimetria (TELFORD et al., 1990; KEAREY et al., 2009; BURGER et al., 2006), mas no geral, as anomalias magnéticas são mais numerosas, errôneas e de maior magnitude do que as anomalias gravimétricas. Consequentemente, a separação do residual-regional é mais complexa (TELFORD et al., 1990). Diferentemente da gravimetria, que possui uma anomalia positiva ou negativa, a magnetometria possui anomalias positivas e negativas devida sua natureza dipolar. A figura A.9 mostra a diferença entre as anomalias gravimétricas e magnetométricas.

Geralmente, há uma conexão entre anomalia magnética e topografia, como também com estruturas geológicas de subsuperfície, particularmente em áreas de exploração mineral. Um mapa de contorno do campo magnético total pode ser muito útil em uma interpretação preliminar. No entanto, a magnetização remanescente pode produzir efeitos que podem conduzir a uma interpretação errônea (TELFORD et al., 1990).

De acordo com Telford et al., (1990), em regiões sedimentares, onde o embasamento ultrapassa 1.5 km, o mapa de contorno das anomalias magnéticas é mais suave e a variação é pequena, refletindo mais o embasamento do que estruturas rasas. As anomalias magnéticas de maiores amplitudes são causadas por variação na susceptibilidade mais que o relevo do embasamento. Desta maneira, anomalias magnéticas não são muito valiosas para encontrar a profundidade do embasamento, e o cálculo da profundidade pode ser baseado na forma da anomalia.

Figura A.9 – Anomalia magnética do campo total (ΔB) e anomalia gravimétrica (Δg). Enquanto a anomalia gravimétrica é monopolar (anomalia é positiva ou negativa), a anomalia magnética possui um caráter dipolar.



Fonte: Kearey et al. (2009).

A interpretação de dados magnéticos pode ser feita de duas maneiras: a interpretação qualitativa ou quantitativa. A interpretação qualitativa das anomalias magnéticas é baseada na geologia da área de estudo e na tentativa de entender que tipo de estrutura pode estar associada a anomalia sem a necessidade da quantificação de alguns parâmetros, como por exemplo, a profundidade da fonte anômala. Na interpretação quantitativa, existe a necessidade de quantificar o parâmetro profundidade através de métodos matemáticos como a deconvolução Euler e a deconvolução Werner, que são as mais utilizadas.

Objetos anômalos que possuem formas idênticas podem gerar anomalias magnéticas diferentes, pois a direção da magnetização do corpo controla a forma de sua anomalia (KEAREY et al., 2009). A ambiguidade na interpretação dos dados magnéticos é um fator que pode tornar mais complexo os resultados do trabalho.

APÊNDICE B – Gamaespectrometria

B.1. Equilíbrio radioativo

Um conceito importante a ser levado em consideração é o de equilíbrio radioativo. Quando o decaimento radioativo resulta em um elemento filho instável que possui uma meia vida menor do que seu parente, uma situação será alcançada, onde o elemento filho está decaindo rapidamente a medida que ele está sendo criado. Se isto é verdade para todos os elementos filhos em uma série de decaimento, então a série é dita estar em equilíbrio radioativo (MINTY, 1997), que pode ser expresso pela equação B.1:

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots \lambda_n N_n \quad (\text{B.1})$$

Onde N_1 , N_2 , N_3 e N_n são os números de átomos de cada elemento, e λ_1 , λ_2 , λ_3 e λ_n são as constantes de decaimento para cada elemento. É importante notar que a atividade sob as condições de equilíbrio não implica concentrações iguais, apenas diz que o número de desintegrações por segundo do elemento filho é o mesmo que o número de desintegrações por segundo do elemento parente.

Telford et al., (1990) cita um exemplo prático de como funciona o equilíbrio radioativo. Tomando como exemplo os isótopos ${}_{86}\text{Ra}^{223}$ e ${}_{86}\text{Rn}^{219}$, rádio e radônio, respectivamente, elementos filhos intermediários da série de decaimento do ${}^{235}\text{U}$. O ${}_{86}\text{Ra}^{223}$ possui uma meia vida de 11,7 dias e o ${}_{86}\text{Rn}^{219}$ de 0,4 segundos, uma diferença na casa de 10^5 vezes mais rápido que seu parente. Começando com uma amostra de rádio puro, a taxa de decaimento é praticamente constante no primeiro ou segundo dia, pois sua meia vida é de aproximadamente 12 dias. Durante este mesmo intervalo, o radônio é criado na mesma taxa, embora o radônio esteja decaindo muito mais rápido que o rádio. A equação B.2 mostra que se pode chegar em uma relação de número de átomos do elemento parente para o filho em qualquer tempo:

$$\frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} \{1 - e^{(\lambda_1 - \lambda_2)t}\} \quad (\text{B.2})$$

Onde t é o tempo. Quando o equilíbrio é alcançado, as taxas de decaimento dos elementos filhos e seus parentes são as mesmas, como expressado pela equação B.3:

$$\frac{\lambda_2}{\lambda_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} \{1 - e^{(\lambda_1 - \lambda_2)t_{eq}}\} \quad (\text{B.3})$$

Onde t_{eq} é o tempo para o equilíbrio radioativo. Isolando t_{eq} , tem-se a equação B.4:

$$t_{eq} = \left(\frac{1}{\lambda_1 \lambda_2} \right) \ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right) \quad (\text{B.4})$$

Para este exemplo em específico, o valor de t_{eq} é de aproximadamente 1 minuto, depois disso os dois elementos estarão em equilíbrio radioativo.

B.2. Abundância de K, U e Th nas rochas

B.2.1. Rochas ígneas

A quantidade dos três principais radioelementos correspondentes aos levantamentos radiométricos pode variar bastante dentro de um grupo de rochas. Geralmente, as concentrações de K, U e Th em rochas ígneas são maiores em rochas ácidas (aproximadamente 10 vezes maior) do que nas rochas básicas (SCHÖN, 1996). A média da concentração destes radioelementos também segue uma tendência com o aumento do conteúdo de SiO_2 (SCHÖN, 1996; DICKSON & SCOOT, 1997). Uma exceção a isto são as rochas com conteúdo significativo de feldspatoide, onde concentrações de U e Th que ultrapassam 100 ppm não são raras (SCHÖN, 1996). A tabela B.1 mostra o conteúdo de U, Th e K de algumas rochas ígneas.

As razões Th/U, K/U e K/Th servem para correlacionar a diferença de um elemento para outro. Por exemplo, a razão Th/U pode ser usada para investigar o grau de diferenciação dentro de uma suíte ígnea (DICKSON & SCOOT, 1997). Outro exemplo de aplicação das razões destes radioelementos é na correlação das condições genéticas de formação da rocha, Schön (1996) cita:

- O granito e o granodiorito formados sobre uma zona de subducção ativa possuem menores concentrações de U, Th e K que granitos que não estão sobre zonas de subducção;
- Rochas vulcânicas mostram diferentes conteúdos e razões dos radioelementos em diferentes ambientes geotectônicos.

A tabela B.2 mostra a razão dos radioelementos em rochas vulcânicas em diferentes ambientes geotectônicos.

TABELA B.1 – Conteúdo de U, Th e K de algumas rochas ígneas.

| Tipo de rocha | U (ppm) | Th (ppm) | K (%) |
|------------------------------|------------|------------|-------------|
| <i>Ácida intrusiva</i> | | | |
| Granito (média) | 4,35 | 15,2 | 4,11 |
| Sienito (média) | 2.500 | 1.338 | 4,11 |
| <i>Básica intrusiva</i> | | | |
| Gabro | 0,84 – 0,9 | 2,7 – 3,85 | 0,46 – 0,58 |
| Granodiorito | 2,6 | 9,3 – 11 | 2 – 2,5 |
| Diorito | 2 | 8,5 | 1,1 |
| <i>Ultrabásica intrusiva</i> | | | |
| Dunito | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| Peridotito | 0,01 | 0,05 | 0,2 |
| <i>Ácida extrusiva</i> | | | |
| Riolito | 2 – 7 | 9 – 25 | 5,7 |
| <i>Básica extrusiva</i> | | | |
| Basalto alcalino | 0,53 | 1,96 | 0,61 |

Fonte: modificado de Schön (1996).

TABELA B.2 – Razão dos elementos em rochas vulcânicas em diferentes ambientes geotectônicos

| Local | K/Th 10 ³ | K/U 10 ³ | Th/U |
|--------------------|-------------------------|------------------------|------|
| Assoalho oceânico | 3,3 | 12,4 | 3,7 |
| Ilha oceânica | 3,9 | 12,5 | 3,2 |
| Arco de ilhas | 2,4 | 9 | 3,8 |
| Margem continental | 4,5 | 10 | 2,2 |
| Intracontinental | 2,8 | 8,4 | 3 |

Fonte: modificado de Schön (1996)

Existe uma grande variedade no conteúdo dos radioelementos em qualquer tipo de rocha ao redor do mundo. Desta maneira, é muito difícil uma classificação global que represente fielmente as concentrações destes elementos. Os valores se sobrepõem, e o conhecimento da geologia local e regional torna-se ainda mais importante na interpretação dos dados.

B.2.2. Rochas metamórficas

O conteúdo de urânio, tório e potássio nas rochas metamórficas é resultado da concentração destes radioelementos na rocha original (ígnea ou sedimentar) e pode ter sido mudado durante os processos metamórficos (SCHÖN, 1996). Porém, Dickson & Scoot (1997) citam que dados de rochas metamórficas (gnaisses derivados do granito e anfibolitos derivados do dolerito) sugerem que o metamorfismo não afeta o conteúdo de radioelemento. Schön (1996) cita comparações no conteúdo dos radioelementos realizadas em rochas ígneas e metamórficas e descreve as seguintes observações:

➤ O conteúdo dos elementos radioativos diminui com o aumento no metamorfismo. Urânio e tório tem a tendência de migrar em direção a parte superior da crosta por causa de reações devido a desidratação (nível médio da crosta) ou por causa da fusão parcial próximo a base da crosta (migmatitos). O K parece ser mais ou menos não afetado por estes processos.

➤ A média da razão Th/U das rochas metamórficas desvia dos típicos valores de muitas rochas ígneas intrusivas.

TABELA B.3 – Média do conteúdo de U, Th, K e a razão Th/U para algumas rochas metamórficas.

| Rocha | U (ppm) | Th (ppm) | K (%) | Th/U |
|-------------------------|---------|----------|-------|------|
| Quartzito | 0,4 | 2,2 | 1,06 | 5,5 |
| Gnaisse | 4,95 | 13,1 | 3,11 | 2,62 |
| Eclodito | 0,2 | 0,4 | 0,8 | 2 |
| Anfibolito | 0,7 | 1,8 | 0,6 | 2,6 |
| Xisto (<i>Schist</i>) | 2,14 | 9,73 | 2,23 | 4,6 |

Fonte: modificado de Schön (1996)

B.2.3. Rochas sedimentares

No geral, as rochas sedimentares possuem concentrações de radioelementos que refletem a rocha fonte. Desta maneira, nos sedimentos imaturos derivados de rochas graníticas, por exemplo, podem ser esperados encontrar um alto teor de radioelementos, mas sedimentos maduros, compostos por quartzo, possuem baixos valores (DICKSON & SCOOT, 1997). Schön (1996) cita que existe uma correlação no conteúdo de argila e radiação em rochas sedimentares, que é importante na caracterização de reservatórios com respeito a:

- Distinção entre argila e camadas de areia;
- Determinação do conteúdo de argila;
- Caracterização do tipo de argila.

O conteúdo de argila faz com que o nível radioatividade natural das rochas sedimentares seja maior. Esta correlação pode sofrer alterações se outros minerais radioativos (feldspato, mica, glauconita, e acessórios como a monazita e zircão) estejam presentes na rocha (SCHÖN, 1996). A tabela B.4 mostra a média das concentrações de U, Th e K nas principais rochas sedimentares.

TABELA B.4 – Conteúdo médio de U,Th e K em algumas rochas sedimentares.

| Rocha | U (ppm) | Th (ppm) | K (%) |
|----------------------------|---------|----------|-------|
| Carbonatos | < 1 | < 0,5 | < 0,1 |
| Arenito | 1,8 | 5,33 | ,19 |
| Xisto | 3,7 | 12 | 2,7 |
| Argilito (<i>Rússia</i>) | 4 | 11,5 | 2,7 |

Fonte: modificado de Schön (1996)

Schön (1996) discute alguns casos sobre a radioatividade natural nas rochas sedimentares:

- **Arenito feldspático:** seu conteúdo de K dependerá do conteúdo de feldspato na areia e

- possui uma baixa razão Th/K ($> 1 \times 10^{-4}$);
- **Arenito micáceo:** as micas possuem K. Desta forma, o conteúdo de K nos arenitos micáceo é maior do que em arenitos puros, como também o conteúdo de Th é maior devido aos minerais pesados associados as micas. A razão Th/K é de aproximadamente $2,5 \times 10^{-4}$;
 - **Minerais pesados nos arenitos:** minerais pesados como o zircão, monazita, allanita são hospedeiros de U e Th, de modo que em arenitos que contém minerais pesados, apenas o conteúdo de U e Th é alto, mas o nível de K é baixo. Desta maneira, a razão Th/K é alta;
 - **Carbonatos:** os carbonatos puros possuem os menores conteúdos dos radioelementos do que os outros tipos de rochas sedimentares. Se o Th, K e U estão mais presentes, isso pode ser um indicativo de conteúdo de argila no carbonato. Se apenas o U está mais presente, então ele pode ter sido depositado em ambientes redutores ou camadas de fosfatos.

O levantamento gamaespectrométrico possui sua importância como ferramenta na ajuda da interpretação do ambiente geológico no qual está se estudando, de modo que a aplicação da gamaespectrometria em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas não pode ser o fator único na determinação com que tipo de rocha se está lidando.

B.3. Equipamentos de medição da radioatividade

O gamaespectrômetro identifica os radioelementos ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th , pois estes contêm picos de energia distintos que podem ser que permitem suas identificações. Seu princípio de funcionamento está baseado no fenômeno em que certas substâncias, como o iodeto de sódio ativado com tálio e germano dopado com lítio, convertem os raios gama em luz (KEAREY et al., 2009). Os fótons de luz, colidindo com um cátodo semitransparente de um fotomultiplicador, causam a emissão de elétrons. O fotomultiplicador amplifica o pulso resultante da emissão do elétron antes de sua chegada ao ânodo, onde é novamente amplificado e integrado para fornecer a medida.

Para os dados adquiridos que são usados para este projeto, dois modelos de gamaespectrômetros foram utilizados, o Exploranium, modelo GR-820, e o gamaespectrômetro Radiation Solutions Inc./RS500.

O gamaespectrômetro Exploranium, modelo GR-820, possui 256 canais espectrais, onde o espectro de cada um dos cristais detectores é analisado individualmente para determinação precisa dos fotopicos de potássio, urânio e tório. Uma correção linear é aplicada individualmente a cada cristal, mantendo o espectro permanentemente alinhado. As radiações gama detectadas são somadas e as leituras reduzidas a uma única saída de 256 canais espectrais. Cada sistema detector voltado para baixo (*downward looking*) é constituído por dois conjuntos de cristais de iodeto de sódio (NaI) sendo dois de 1024 polegadas cúbicas, totalizando 2.048 polegadas cúbicas (aeronave MEP) e no caso específico da aeronave WOT mais uma caixa de 512 polegadas cúbicas, totalizando 2.560 polegadas cúbicas. O sistema detector voltado para cima (*upward looking*) é constituído por dois cristais de 256 polegadas cúbicas, totalizando 512 polegadas cúbicas. Os detectores *upward looking* monitoram as radiações decorrentes da influência do radônio na faixa energética do canal do urânio (1,66 a 1,86 MeV) (LASA PROSPECÇÕES S.A., 2010).

O gamaespectrômetro Radiation Solutions, modelo RS-500, de 256 canais espectrais, onde o espectro de cada um dos cristais detectores é analisado individualmente para determinação precisa dos fotopicos de potássio, urânio e tório. As radiações gama detectadas são somadas e as leituras reduzidas a uma única saída de 256 canais espectrais. Cada sistema detector voltado para baixo (*downward looking*) é constituído por dois conjuntos de cristais de iodeto de sódio (NaI) cada um com 1024 polegadas cúbicas, totalizando 2.048 polegadas cúbicas. O sistema detector voltado para cima (*upward looking*) é constituído por dois cristais de 256 polegadas cúbicas, totalizando 512 polegadas cúbicas. Os detectores *upward looking* monitoram as radiações decorrentes da influência do radônio na faixa energética do canal de urânio (1,66 a 1,86 MeV) (LASA PROSPECÇÕES S.A., 2010).

B.4. Aquisição de dados gamaespectrométricos

A aquisição de dados gamaespectrométricos pode ser feita de duas maneiras: terrestre ou aérea. O levantamento terrestre é utilizado para estudos de pequenas áreas para um maior detalhamento, onde a aquisição pode ser feita a cada 30 metros, ou menos ou mais, dependendo do nível de resolução escolhido para o estudo. O gamaespectrômetro, quando é escolhido para o levantamento, é colocado sobre a rocha exposta por alguns minutos até que a medição seja efetuada. É necessário que o local onde o gamaespectrômetro é colocado seja o mais plano possível, de forma que as emissões radioativas se originem do meio abaixo do instrumento (KEAREY et al., 2009). Também é necessário que a rocha não esteja coberta com muita

vegetação ou uma camada de solo espessa, pois estes absorvem parte dos sinais de radiação da fonte. Terra improdutiva, por ser mais densa, reduz dramaticamente a radioatividade medida. Apenas 2 centímetros de cobertura podem reduzir a radiação detectada no instrumento em 35% (MINTY, 1997).

O levantamento aerogamaespectrométrico possui os mesmos princípios básicos que o levantamento aeromagnético. O instrumento é acoplado na aeronave e transportado realizando as medidas. Geralmente, a altura de voo para o levantamento está entre 80 – 100 metros (MINTY, 1997). O espaçamento das linhas de voo dependerá do grau de resolução desejado. Mudanças na temperatura e pressão podem mudar a densidade do ar em mais de 30% (MINTY, 1997) e mudanças nos parâmetros da correção de altitude precisam ser feitas. A chuva também afeta a medida da radiação das fontes. Em geral, 10% de aumento na umidade do solo decresce o fluxo de radiação na mesma quantidade (MINTY, op. cit.)

De acordo com a equação B.5:

$$v = \frac{d}{t} \quad (\text{B.5})$$

Onde d é a distância em metros (m), t é o tempo em segundos (s), e v é a velocidade em m/s. Um exemplo prático de sua aplicação nos levantamentos aéreos seria uma aeronave se movimentando a 60 m/s (~ 216 km/h) e um gamaespectrômetro que realiza uma medida a cada 1 segundo. A distância d (ou o intervalo espacial em que cada medida é realizada) seria de 60 metros.

As medições radiométricas são geralmente realizadas em conjunto com leituras magnéticas e eletromagnéticas, fornecendo, assim, conjuntos de dados adicionais a um mínimo custo extra (KEAREY et al., 2009).

B.5. Processamento de dados gamaespectrométricos

O processamento de dados gamaespectrométricos, assim como nos outros métodos geofísicos, visa as correções nos dados devido a influência de fatores externos e calibrações do equipamento. As principais correções segundo Grasty and Minty (1995) são:

- **Correção tempo morto (*Dead-Time*):** cada gamaespectrômetro requer um tempo finito para o processamento de cada pulso que chega aos detectores. Enquanto um pulso é processado, qualquer outro pulso que chega ao equipamento será descartado. Para grandes volumes de dados, a correção *Dead-Time* possui uma importância significativa;

- **Calibração de energia:** a posição dos picos dos canais do K, U e Th pode mudar (*drift*) ao longo das linhas de voo. Se o pico de energia do Th mover mais do que 1 canal ou do K mover mais que 0.5 canal, então a calibração de energia deve ser efetuada;
- **Remoção do *background* cósmico e da aeronave:** as radiações cósmicas e as provenientes da aeronave não possuem nenhum significado geológico e precisam ser removidas. Em levantamentos aéreos, quanto maior a altitude de voo maior será a energia cósmica das partículas que irão interagir com o detector. A radioatividade da própria aeronave e seus equipamentos também podem influenciar a leitura dos detectores;
- **Remoção do *background* do radônio:** o radônio é um gás radioativo que está presente no ar devido ao decaimento de seus produtos. Ele também pode escapar das fraturas de rochas devido ao decaimento dos minerais radioativos presentes, por exemplo, no granito;
- **Correção de altitude:** a energia da radiação gama varia com a altitude, sendo que quanto maior a altitude do voo menor será a energia que chegará aos detectores.

Técnicas mais avançadas de processamento como, por exemplo, o processamento de multicanal, podem ser encontradas em Minty et al. (1998).

Dickson & Scoot (1997) relatam que pequenas variações nos conteúdos dos radioelementos nas rochas, que podem indicar mineralização, são difíceis de serem calculadas e que uma abordagem a esse problema inclui:

- Processamento mais detalhado dos dados gamaespectrométricos para remover os efeitos da variação litológica e enfatizar as variações dentro da unidade geológica;
- Mudanças de modelamento no conteúdo dos radioelementos devido ao intemperismo e erosão do solo através das unidades individuais e a subtração destes com os dados medidos na aquisição;
- Utilização de outros conjuntos de dados para revelar o conteúdo de argila, óxidos de ferro e vegetação e uma análise integrada com os dados gamaespectrométricos.

APÊNDICE C – Técnicas de Interpolação, Correções e Técnicas de Processamento

Neste apêndice será abordado toda a teoria das técnicas de interpolação, correções do pré-processamento e técnicas de processamento utilizados no processamento dos dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos referentes ao presente projeto. Uma abordagem sucinta, porém embasada foi escolhida. As referências aqui citadas servirão como material de apoio, onde os desenvolvimentos das equações podem ser encontrados, assim como toda a teoria dos métodos e técnicas utilizados para o trabalho.

C.1. Técnicas de Interpolação

A interpolação é um processo matemático que tem como objetivo quantificar um ponto onde ele não foi amostrado. É largamente utilizado nas Geociências, tendo em vista que é praticamente impossível amostrar todos os pontos de uma área de pesquisa.

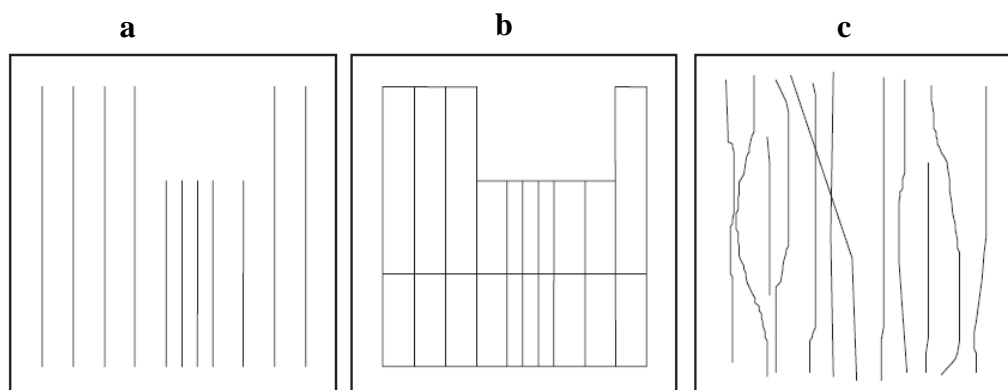
Existem diversas técnicas de interpolação (técnicas de gridagem), onde cada um aborda os dados de uma maneira diferente. É importante entender a teoria por trás dos interpoladores, pois estes podem realçar características que não condizem com a realidade local, como também podem suprimi-las.

Para este trabalho, dois métodos de interpolação foram utilizados: Bidirecional e Mínima Curvatura.

C.1.2. Bidirecional

A técnica de gridagem bidirecional é usada para situações onde as linhas de aquisição dos dados estão dispostas paralelamente ou quase paralelamente entre si, conforme mostrado na Figura C.1. A técnica apresenta bons resultados quando a densidade de amostras nas linhas paralelas é alta com relação entre os espaçamentos das linhas.

Figura C.1 – Orientação das linhas de aquisição ideais para a utilização da gridagem bidirecional. (a) linhas paralelas. (b) linhas paralelas com algumas linhas de amarração. (c) linhas rugosamente paralelas.

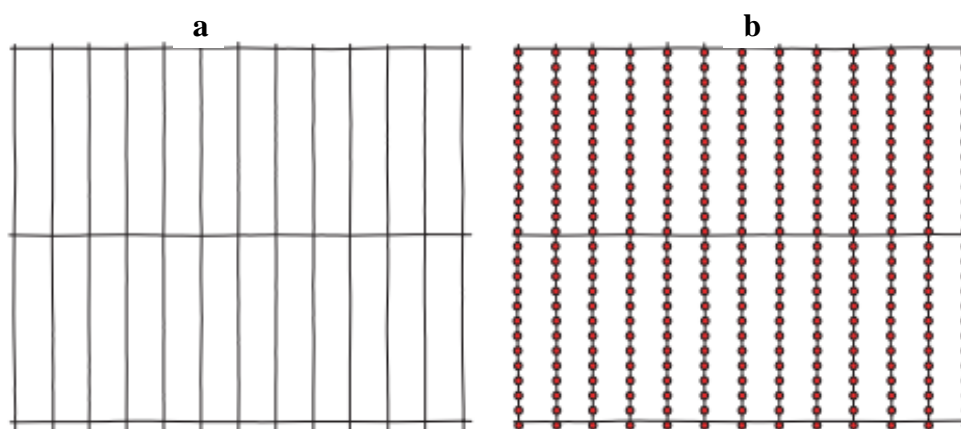


Fonte: Geosoft (2010).

A gridagem bidirecional reforça tendências perpendiculares as linhas de aquisição. O algoritmo trabalha da seguinte maneira:

1. Cada linha de aquisição é interpolada ao longo do caminho destas linhas para produzir valores na intersecção de cada linha do grid (Figura C.2).

Figura C.2 – (a) Direção das linhas de aquisição. (b) Modo que o interpolador trabalha.

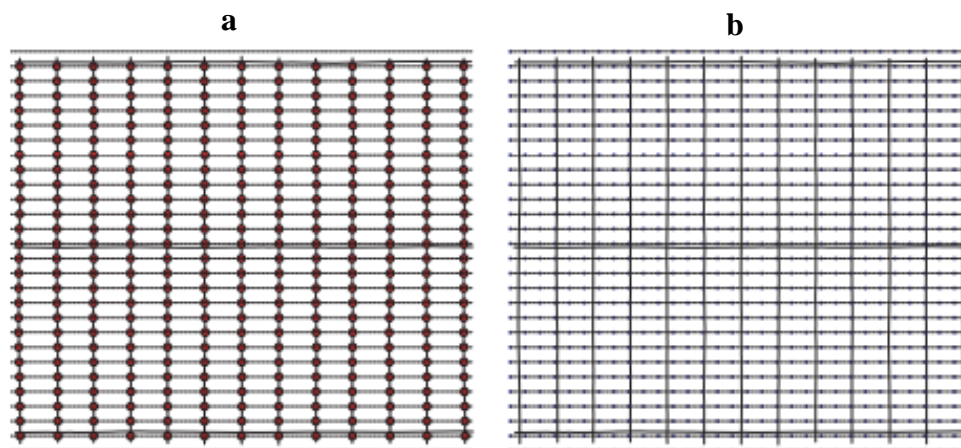


Fonte: Geosoft (2010).

2. Os pontos intersectados de cada linha são interpolados nas linhas perpendiculares para produzir um valor de cada ponto do grid. Em seguida, o interpolador cria uma linha de

grids, onde cada linha de grid representa uma série de valores ao longo de uma única linha (Figura C.3).

Figura C.3 – (a) Linhas de grids. (b) Valores ao longo das linhas de grid.



Fonte: Geosoft (2010).

É importante perceber a maneira com a qual o interpolador trabalha. O algoritmo interpola apenas as linhas paralelas ou quase paralelas entre si. Linhas de amarração, que são perpendiculares, não entram no processo. Ou seja, se as linhas de amarração são importantes para o projeto, a gridagem bidirecional não seria a mais indicada.

O tamanho da célula implica diretamente nos resultados da interpolação. É indicado que se use tamanhos que estejam entre 1/4 e 1/8 do espaçamento entre as linhas de voo. Se o tamanho da célula escolhido for pequeno demais, erros de curto comprimento de onda podem aparecer como linhas perpendiculares às linhas de direção da pesquisa.

Os pontos fortes da gridagem bidirecional estão relacionados a sua boa performance e eficiência quando utilizado para grandes bancos de dados. Também fornece bons resultados de realce de tendências na direção da gridagem, importante para estruturas geológicas lineares.

Os pontos fracos são que a técnica não interpola linhas perpendiculares às linhas de direção da pesquisa e nem dados coletados de maneira randômica. A técnica também pode ressaltar pequenos comprimentos de onda que podem não estar relacionados a estruturas geológicas. Esses realces podem aparecer na forma de elipsoides.

C.1.3. Mínima Curvatura

A técnica de gridagem da Mínima Curvatura é creditada a Masson e Taylor (1972). Ela ajusta uma superfície de curvatura mínima aos dados. O algoritmo trabalha estimando os valores dos grids nos nós baseado na média do inverso da distância dos dados dentro de um específico raio de busca. Caso não haja dados dentro do rádio proposto, a média de todos os pontos no grid é usada. O processo iterativo é empregado até uma superfície de mínima curvatura seja ajustada ao grid final com um determinado tamanho de célula.

A curvatura mínima é uma das principais técnicas de interpolação usada nas Geociências. É muito usada onde os dados variam suavemente entre os pontos de amostragem. A técnica gera uma superfície suavizada que atravessa todos os dados com um pequeno aumento no estiramento.

O algoritmo resolve a equação diferencial:

$$1 - T_i \Delta^2 (\Delta^2 Z) - (T_i) \Delta^2 Z = 0 \quad (\text{C.1})$$

Onde T_i é a tensão interna, Δ^2 é um operador Laplaciano e Z são as observações.

Os pontos fortes da técnica da mínima curvatura é que ela pode ser usada para qualquer número de pontos que não precisam estar dispostos em linhas organizadas. A técnica não impõe uma direção de tendência nos dados, e isso é bom para dados que não possuem uma direção de tendência.

Os pontos fracos é que a mínima curvatura pode enfatizar características de alta frequência. A técnica não realça tendências perpendiculares a linhas de aquisição. Isso pode resultar no efeito “*bull-eyes*” em estruturas que possuem estreitas larguras comparadas as linhas de aquisição.

C.2. Correções e Técnicas de Processamento de dados magnéticos

A correção é o processo que antecede o processamento de dados. Tem como objetivo remover por completo ou minimizar os efeitos causados por fontes externas ou pela deriva dos equipamentos que não tem nenhum significado geológico. As correções aqui apresentadas são baseadas no relatório final do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul.

C.2.1. Correção do Erro Paralaxe

O processamento dos dados brutos do magnetômetro de Césio pelo sistema de aquisição da aeronave introduz um retardamento de tempo nos dados magnetométricos compensados, bem como a posição da antena receptora do GPS em relação à posição do sensor magnetométrico, causam uma defasagem entre o valor de posicionamento (X e Y) e o valor do campo que está sendo amostrado num mesmo intervalo de tempo, sendo assim, uma correção denominada Correção Paralaxe ou Correção de *Lag* deve ser aplicada. Uma linha especial de calibração foi voada para gravar as informações necessárias para quantificar este intervalo de tempo para que os dados pudessem ser re-sincronizados.

O erro de paralaxe corresponde à defasagem nos tempos de medição do magnetômetro e altímetros com o sistema de posicionamento. Assim, o erro de paralaxe é determinado a partir de uma linha voada em sentidos opostos sobre uma mesma feição magnética anômala reconhecida no terreno. A correção a ser aplicada corresponde ao valor deslocado do tempo de amostragem, de modo a que as duas feições se tornem coincidentes. A equação C.2 representa a correção do erro paralaxe:

$$Fc_{(t_0)} = Fc_{(t_0 \pm I_p)} \quad (C.2)$$

Onde Fc é o valor do campo magnético corrigido do erro paralaxe. T_0 é o tempo de amostragem. I_p é o valor do intervalo de tempo a ser deslocado no banco de dados.

Deve-se observar que não se adiciona nenhum valor ao Campo Magnético e sim desloca-se os valores em relação ao tempo em que foram amostrados os pontos, ou seja, o valor do Campo Magnético após a correção Paralaxe sofre apenas um reposicionamento temporal dentro do banco de dados.

C.2.2. Correção da Variação Diurna

Os valores obtidos pelo magnetômetro monitor foram inicialmente subtraídos das leituras do campo magnético realizadas a bordo da aeronave, tendo como variável comum a hora de amostragem, fixada com precisão de décimos de segundo. As diferenças encontradas, positivas ou negativas, foram, então, somadas algebricamente ao nível base, definido em 28.708 nT para toda a

área. Os valores resultantes correspondem à intensidade total do campo magnético corrigido da variação diurna.

C.2.3. Nivelamento dos Perfis

A aplicação do nivelamento através do *software* OASIS MONTAJ versão 7.1.1 do sistema *GEOSOFT* consiste, basicamente, no ajuste das linhas de controle com base na média das diferenças (ou diferença de 1ª ordem) com as linhas de voo. Este procedimento assume que tais diferenças estão distribuídas de forma aleatória, de forma que um *trend* de no máximo 1ª ordem define o desnível entre as linhas de voo e controle. O procedimento compreende duas etapas distintas, conforme a seguir:

1º - As linhas de controle são niveladas por aplicação de valores que reduzam as diferenças com as linhas de voo a valores mínimos. Este procedimento assume que existem cruzamentos suficientes para modelar adequadamente as diferenças de nível entre as linhas de controle;

2º - Após o nivelamento das linhas de controle, todas as linhas de voo são ajustadas às linhas de controle, de forma que os valores do campo magnético encontrado nos seus cruzamentos sejam equivalentes.

Nesta fase é criada uma Tabela de Interseções que contém as diferenças entre as linhas de controle niveladas e a linhas de voo nos pontos de cruzamento. Tal procedimento é conduzido pelo procedimento XLEVEL GX. Estes valores são armazenados no banco de dados e utilizados no cálculo das correções a serem aplicadas às linhas de voo. Os cruzamentos onde o gradiente magnético excedeu a 2 nT/fiducial (0,025 nT/m) foram descartados pelo programa. Com base neste gradiente, o programa ainda analisou as interseções quanto à sua aplicabilidade, atribuindo peso mais baixo quanto mais alto fosse o gradiente. Deste modo, uma interseção situada em zona de forte gradiente magnético teve pouca ou nenhuma influência no nivelamento.

C.2.4. Micronivelamento de Perfis

Os dados do levantamento foram ainda micronivelados para eliminação de qualquer resíduo de “desnivelamento” que tenha permanecido nos dados. O processo envolveu a geração de dois grids auxiliares, resultantes da aplicação de filtros passa-alta tipo *Butterworth* (comprimento de onda da ordem de 4 vezes o espaçamento das linhas de voo) e cosseno

direcional atuando na direção das linhas de voo e perpendicularmente a elas, seguindo-se, então, a criação de um *grid* final decorrugado, que resultará do somatório dos grids produzidos em etapas distintas. Este último, subtraído de um grid normal irá, por sua vez, expressar o erro de nivelamento a ser subtraído aos dados pré-nivelados conforme o procedimento inicial acima.

C.2.5. Remoção do IGRF

A remoção do Campo Geomagnético Internacional de Referência (IGRF) obedeceu à rotina incluída no Sistema OASIS MONTAJ que consiste, basicamente, na definição da superfície de tendência que expressa o comportamento do campo geomagnético internacional na área do projeto.

Esta superfície foi definida com base no valor do IGRF, tendo sido considerada a altitude de 200 m, referida ao ano de 2010 e atualizada para a data de 09/05/2010 (2010,355). O campo magnético total corrigido para cada um dos pontos amostrados foi obtido pela subtração, ao campo total micronivelado, do valor do IGRF calculado para o ponto. Os valores resultantes são os valores anômalos do campo (campo magnético total reduzido do IGRF).

C.2.6. Pré-Processamento: A Transformada Rápida de Fourier 2D

O pré-processamento é a etapa de preparação do grid depois de realizadas todas as correções anteriores. Nesta etapa, a transformada de Fourier possui um papel fundamental durante o pré-processamento.

Matematicamente, a transformada de Fourier de uma função do domínio do espaço ($f(x,y)$) é definida como:

$$\bar{f}(\mu, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (C.3)$$

Onde μ e ν são os números de onda nas direções x e y , respectivamente, medidos em radianos por metro se x e y estão dados em metros. Eles são relacionados às frequências espaciais f_x e f_y , em ciclos por metro.

Um grid no domínio do espaço é transformado para um grid no domínio da frequência (ou domínio do número de onda) usando a transformada rápida de Fourier (*Fast Fourier*

Transform – FFT). Uma dada função potencial no domínio do espaço possui uma única função no domínio da frequência e vice-versa.

A aplicação da FFT é de fundamental importância no pré-processamento de dados potenciais, pois o grid resultante da FFT torna possível a aplicação de técnicas de processamento que permitirão a geração de mapas de contorno possíveis de serem analisados.

Após a aplicação da FFT e da técnica de processamento escolhida, é necessário efetuar a transformada inversa de Fourier para trazer os dados novamente para o domínio do espaço. O software Oasis Montaj™ efetua esse processo automaticamente, não necessitando ordenar tal comando.

C.2.7. Redução ao Polo

A redução ao polo (*Reduction to the Pole* – RTP) é uma importante técnica aplicada aos dados magnéticos que tem como objetivo remover os efeitos da declinação e inclinação magnética sobre os dados adquiridos, fazendo como que eles tivessem sido medidos no polo magnético ou equatorial. Isso facilita a interpretação colocando as anomalias no centro da fonte anômala. É uma técnica aplicada no domínio de Fourier, ou seja, é necessário transformar o grid do domínio do espaço para o domínio da frequência.

Uma limitação do RTP é que ela pode introduzir ruídos para o grid resultante onde o grid contém anomalias de amplitudes de alta frequência.

A equação do RTP utilizada pelo software Oasis Montaj™ é:

$$L(\theta) = \frac{1}{(\text{sen}(I_a) + i\cos(I) \cos(D - \theta))^2} \quad (\text{C.4})$$

Onde I é inclinação magnética. I_a é a inclinação para a amplitude de correção e D é a declinação magnética.

C.2.8. Amplitude do Sinal Analítico

A amplitude do sinal analítico (ASA) desenvolvido por Nabighian (1972) é uma técnica de mapeamento de bordas de fontes anômalas baseada no gradiente horizontal e vertical do campo potencial. Locais onde a fonte é rasa produz resultados satisfatórios.

A principal característica do ASA é ter as amplitudes máximas sobre as bordas da fonte anômala. A medida que a profundidade aumenta, essas amplitudes máximas são deslocadas. A técnica também é dependente da declinação e inclinação magnética e do ângulo de mergulho do corpo. O ASA é calculado pela equação C.5:

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{dA}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dA}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dA}{dz}\right)^2} \quad (C.5)$$

Onde A é a amplitude da anomalia magnética.

C.2.9. Gradiente Horizontal Total e Derivada Vertical

O gradiente horizontal (THDR) é outra técnica de delimitação de bordas de corpos anômalos desenvolvida por Cooper e Cowan (2008). Calcula a derivada horizontal do campo anômalo causada pela fonte e, como resultado, é possível avaliar mudanças abruptas das propriedades físicas da fonte que variam lateralmente que estão associados a contatos litológicos.

O cálculo da derivada de um campo anômalo implica no realce de altas frequências. Essas são associadas a fontes rasas, ou seja, o gradiente horizontal tem como característica principal os valores máximos de amplitude sobre a borda da fonte e as amplitudes mínimas no centro. A equação C.6 mostra como o gradiente horizontal é calculado:

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{dA}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dA}{dy}\right)^2} \quad (C.6)$$

A derivada vertical (Milligan and Gunn, 1997) é um filtro passa-alta e tem o mesmo princípio teórico do gradiente horizontal, porém, na direção vertical. A cada derivada vertical

que é aplicada aos dados, as altas frequências são realçadas e as baixas frequências associadas a fontes profundas são suprimidas. A derivada vertical pode ser calculada multiplicando o espectro do campo magnético por um fator ‘ n ’ que está relacionada a ordem de derivação. No entanto, é preciso ter cuidado durante a aplicação da derivada vertical, pois pode enfatizar ruídos de alta frequências. (C.7)

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

Onde n é a ordem de diferenciação e r é o número de onda (radianos por unidades de medição): $r=2\pi k$, onde k está em ciclos por unidades de medição.

C.2.10. Continuação para cima

A continuação para cima é um filtro de suavização, onde as altas frequências são suprimidas, enfatizando as pequenas frequências associadas a fontes profundas. Quase não produz efeitos laterais que poderiam exigir a aplicação de outros filtros para corrigi-los. É um filtro muito usado para remover ruídos e altas frequências.

$$L(r) = e^{-hr} \quad (C.8)$$

Onde h é a distância, em unidades de medição dos dados, para continuar para cima relativamente ao plano de observação. r representa o mesmo para a derivada vertical.

C.2.11. Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal

A técnica da Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal (TAHG) descrita por Ferreira et al. (2013) tem como objetivo realçar bordas de corpos anômalos tanto rasos quanto em profundidade. Ou seja, sinais de fontes rasas e profundas serão igualmente realçados e terão seus máximos de amplitudes próximos as suas bordas. Aqueles mesmos autores citam que a técnica fornece melhores resultados quando o grid está reduzido ao polo e produzem resultados satisfatórios para interpretação qualitativa de dados magnéticos.

A técnica é baseada no arco tangente das derivadas horizontais e vertical (equação C.9).

$$TAHG = \frac{\frac{dTHDR}{dz}}{\sqrt{\left(\frac{dTHDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTHDR}{dy}\right)^2}} \quad (C.9)$$

C.3. Correções e Técnicas de Processamento de dados gamaespectrométricos

De acordo com o relatório final do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul as correções aqui apresentadas são baseadas no relatório final do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, O processamento dos dados gamaespectrométricos obedeceu aos procedimentos recomendados na Seção 4 do Relatório Técnico, Número de Série 323, da Agência Internacional de Energia Atômica, intitulado *Airborne gamma ray spectrometer surveying*.

C.3.1. Correção do Tempo Morto

A correção do “tempo morto” consiste na divisão das contagens dos canais radiométricos pelo valor do *live time* registrado pelo aparelho, normalizando, assim, os valores brutos dos canais da contagem total, potássio, urânio, tório e urânio *upward* para contagens por segundo.

C.3.2. Cálculo da altura efetiva (h_e) de voo

A altura de voo foi ajustada com base na temperatura e pressão ambientais utilizando-se da fórmula:

$$h_e = h \left(\frac{273,15}{T} + 273,15 \right) \left(\frac{P}{1013,25} \right) \quad (C.9)$$

Onde: h – altura de voo medida pelo radar altímetro em metros

T – temperatura do ar em °C

P – pressão atmosférica em milibar

C.3.3. Remoção do *background* da aeronave e cósmico

O *background* é obtido através do somatório das contribuições do *background* da aeronave e da radiação cósmica em cada uma das janelas do gamaespectrômetro.

O cálculo das contribuições da aeronave e da radiação cósmica é conduzido através da fórmula:

$$N = a + bC \quad (\text{C.10})$$

Onde: N – somatório das duas contribuições

a – *background* da aeronave em cada janela do gamaespectrômetro

C – Canal da radiação cósmica

b - razão entre a contagem em determinada janela e a contagem no canal cósmico

C.3.4. Remoção do *background* do Radônio

O efeito do *background* do radônio, por sua vez, é determinado a partir das medições realizadas na janela do urânio pelo detector *upward looking*. A expressão que define a parcela de radônio influenciando no canal do urânio é:

$$U_r = \frac{(u - a_1U - a_2Th) + (a_2b_t - b_u)}{(a_u - a_1 - a_2a_t)} \quad (\text{C.11})$$

Onde: U_r - *background* do radônio medido no canal *downward* do urânio,

u - contagem medida no canal *upward* do urânio,

U - contagem medida no canal *downward* do urânio,

Th - contagem medida no canal *downward* do tório,

a_1 , a_2 , a_u , a_t , b_u , b_t - coeficientes de proporcionalidade, sendo que b_u e b_t são zerados e a_1 e a_2 os coeficientes *skyshine*.

As contagens relativas ao urânio, tório e urânio *up* devem ser corrigidas previamente dos efeitos dos *backgrounds* da aeronave e cósmico.

A relação entre as contagens atribuídas ao radônio observadas na janela do urânio, com as demais janelas de canais *downward*, detectadas nos cristais voltados para baixo, pode ser determinada através de regressão linear aplicada sobre um conjunto de dados que reflita as variações decorrentes da presença de radônio nos dados.

O procedimento de cálculo dos coeficientes que expressam a relação entre os detectores (*upward* e *downward*) utiliza as seguintes fórmulas:

$$\begin{aligned}
 & \bullet u_r = a_u U_r + b_u, \\
 & \bullet K_r = a_k U_r + b_k, \\
 & \bullet T_r = a_t U_r + b_t, \\
 & \bullet TC_r = a_{tc} U_r + b_{tc}
 \end{aligned}
 \tag{C.12}$$

Onde: u_r é a componente do radônio no urânio *up*, U_r , K_r , T_r e TC_r são as contribuições do radônio nas demais janelas associadas ao detector *downward*.

C.3.5. Correção do Efeito Compton

É aplicada com objetivo principal de eliminar a influência das radiações atribuídas aos canais de mais alta energia que penetram nos canais de baixa energia, quais sejam: contribuições do tório no urânio e no potássio, assim como a contribuição do urânio no potássio. Nos sistemas de alta resolução, em uso atualmente, são também consideradas as influências de radiações de baixa energia nas janelas de energia mais alta, resultando, desta forma, nos seis coeficientes abaixo:

- α - radiações de tório no urânio,
- β - radiações de tório no potássio,
- γ - radiações de urânio no potássio,
- a - radiações de urânio no tório,
- b - radiações de potássio no tório,
- g - radiações de potássio no urânio.

C.3.6. Correção Altimétrica (Coeficiente de Atenuação Atmosférica)

A correção Altimétrica tem por objetivo referenciar os valores radiométricos à altura nominal do aerolevante (100 m), eliminando falsas anomalias ocasionadas por elevações no terreno. A atenuação das radiações gama em relação ao afastamento da fonte pode ser expressa através da equação C.13:

$$\ln(N_H) = -\mu H + \ln(N_o) \quad (\text{C.13})$$

Onde N_H é a radiação à distância H da fonte;

N_o é a radiação na superfície do terreno (H=0);

μ é o coeficiente de atenuação atmosférica, que é a equação de uma reta de coeficiente angular $-\mu$ e coeficiente linear $\ln(N_o)$.