

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AMANDA ALMEIDA ROCHA

**Geofísica terrestre aplicada ao estudo do *Greenstone Belt* Serra de
Santa Rita, região de Goiás/GO.**

Brasília
2014

AMANDA ALMEIDA ROCHA

**Geofísica terrestre aplicada ao estudo do *Greenstone Belt* Serra de
Santa Rita, região de Goiás/GO.**

Monografia apresentada ao Instituto de Geociências
da Universidade de Brasília para obtenção do título
de Bacharel em Geofísica.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Orientadores: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Profa. Dra. Adalene Moreira Silva

Profa. Dra. Catarina Laboure Benfica Toledo

Profa. Dra. Tati de Almeida

Brasília

2014

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

FOLHA DE APROVAÇÃO

Amanda Almeida Rocha

Geofísica terrestre aplicada ao estudo do *Greenstone Belt* serra de Santa Rita, região de Goiás/GO.

Monografia apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Aprovada em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. Luciano Soares da Cunha

Assinatura: _____

Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares

Assinatura: _____

Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Assinatura: _____

AGRADECIMENTOS

Ao professor orientador Dr. Welitom Rodrigues Borges, pela idealização deste projeto além de toda compreensão, dedicação, apoio, paciência, ensinamentos, incentivos, parcerias e amizade compartilhada ao longo desta graduação em Geofísica.

Às professoras co-orientadoras Dra. Adalene Silva, Dra. Catarina Toledo e Dra. Tati de Almeida, pela luz irradiante, amizade, conselhos e por todo o conhecimento adquirido com vocês. Trio competente de mulheres geólogas em quem eu confio e me espelho profissionalmente.

À professora Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen, pela oportunidade de aprendizado em trabalharmos juntas logo no início da graduação, pela paciência em me passar seus conhecimentos, pela amizade e respeito que me ajudaram a crescer e amadurecer como profissional.

Ao professor Valmir Silva Souza por toda amizade e incentivo em perseverar nos estudos que me foram importantíssimos – ainda tenho aquela hematita guardada. Por sua dedicação e competência enquanto professor.

Ao professor Dr. Marco Ianniruberto, pela cessão do gps Topcon Hiper Lite++ para realização desse projeto. Por tudo que pude aprender contigo, pela dedicação e excelente trabalho enquanto orientador e professor.

Ao Prof. Dr. Maximilian Fries, pela ajuda na aquisição dos dados de gravimetria terrestre, pela cessão do gravímetro Scintrex-CG 5 e do magnetômetro GSM-19 Overhauser.

Ao professor Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta, por todos os ensinamentos na área de geodésia e orientação no processamento dos dados.

Ao professor PhD. Roberto Alexandre Vitória de Moraes, pela vasta sabedoria, toda contribuição com críticas construtivas para a realização deste trabalho.

Aos professores da banca examinadora, Prof. Dr. Luciano Soares da Cunha e Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares, pelas críticas construtivas para este trabalho.

Ao professor Evan Morris, com quem pude aprender muito sobre eletromagnetometria enquanto estive em intercâmbio no Canadá.

À grande mestra que tive Professora Cecília Shizue Nakamura. Por termos compartilhado nossas perdas e também nossas conquistas. Por todo carinho, amizade e

confiança que foi crescendo ao longo dos anos. Por sempre ter acreditado em mim e nas crianças.

Ao Professor Alcyone Gilberto, tio Help, por ter sido uma das minhas primeiras influências na arte de criticar, questionar e começar a enxergar o mundo ao nosso redor sob a minha própria verdade. Pelo amor à educação e pelas Histórias incríveis!

À amiga Gabriela Iracema Goldberg por todas as conversas sobre o universo, a evolução incessante, o desenvolvimento científico e a amizade de longa data. Valeu Gabs! Você também me inspira!

Ao amigo Péricles Macedo, por suas dicas durante a aquisição dos dados, pela paciência e por ter me ajudado de todas as formas que pôde para a realização deste trabalho.

Ao parceiro e grande amigo Frederico Sousa, por todo compromisso, companheirismo e ombro amigo durante os momentos mais difíceis da graduação. Por nosso brilhante trabalho em equipe sempre. Pelas risadas e noites mal dormidas. Por ter aprendido contigo também a ser resiliente. Pela positividade, parceria de sempre e “vamo que vamo”!

Aos amigos Aline Pádua, Arthur Nogales, Daniel Sobreira, Fábio Rocha, Guilherme Motta, João Fernando Pezza, João Vieira, Júlia Lannes, Kayque Bergamaschi, Paulo Kléber Machado, Paulo Praça, Priscila Martins e Silas Lindemberg, geofísicos competentes com quem tive o prazer de trabalhar e crescer junto. Obrigada por todo companheirismo ao longo desses anos, pelo compromisso e competência ao contribuírem com a concretização do sonho da empresa júnior PHYGEO.

Ao companheiro de trabalho final Alexandre Costa, por todo o pensamento científico desenvolvido neste relatório.

Aos colegas Maria Alagia e Caio César Borges pela ajuda na aquisição dos dados de campo de gravimetria terrestre e mapeamento geológico, respectivamente.

Ao amigo Hugo Baima Vidal, excelente geólogo, por toda ajuda ao longo da confecção deste trabalho, discussões geológicas infinitas, companheirismo, risadas e acolhimento. Valeu parceiro!

Aos meus pais Ivana Aparecida Almeida Rocha e Jeferson Fleury Rocha, a quem devo a oportunidade de vida. Agradeço por todo amor, apoio, dedicação, paciência e incentivo, essenciais à minha formação.

Às minhas irmãs Janaína de Almeida Rocha e Mariana Almeida Rocha. Agradeço pela irmandade linda e forte, pelo amor infinito, por todo carinho, amizade,

cumplicidade, companheirismo, paciência, conselhos e risadas durante todos esses anos de existência. Afinal quem tem uma irmã nunca está sozinha e quem tem duas tem uma equipe!

Às queridas, tia Marisa de Almeida e avó Lucinda Rocha, que sempre se mostraram disponíveis e dispostas a me ajudar durante a graduação. Obrigada pelos conselhos, por todo amor e ombro amigo.

À grande amiga Liz Régis, com quem pude aprender e crescer. Obrigada por todo carinho, companheirismo, incentivo e cumplicidade.

Ao grande amigo Thiago Morais de Oliveira, por todo o amor e consideração ao longo de todos esses anos em Brasília.

A CPRM pelos dados aerogeofísicos do PGBC. A USGS pela disponibilização das imagens de satélite Landsat 8. À Orinoco do Brasil Mineração Ltda. pela cessão de dados aerogeofísicos. Ao IBGE pela cessão dos dados da RBMC de MTBA e GOGY usadas para confecção deste trabalho e pela cessão dos dados de ondulação geoidal. Ao Observatório Nacional, em especial ao Vitor Silvério Bernardes, pela cessão dos dados da base magnética de Vassouras/RJ (VSS).

À Mãe-Natureza, porque sem Ela nada seria possível. Ao planeta Terra, tão misterioso e tão fascinante! Saravá! Axé!

E a todos aqueles que me ajudaram direta ou indiretamente durante esta saga.

Gratidão!!!

“Viva como se fosse morrer amanhã.
Aprenda como se fosse viver pra sempre.”

(Mahatma Gandhi)

Ao meu pai, Jeferson.

(in memoriam)

RESUMO

ROCHA, A.A. **Geofísica terrestre aplicada ao estudo do *Greenstone Belt* serra de Santa Rita, região de Goiás/GO**. 2014. 105p. Monografia (bacharelado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF, 2014.

A região do Greenstone Belt Serra de Santa Rita possui grande importância econômica para a região de Goiás-Faina/GO, porém carece de um estudo geofísico detalhado da área. Com o intuito de fornecer novos dados para o entendimento dessa estrutura, seu embasamento e gênese, realizou-se um trabalho de geofísica terrestre de alta resolução.

Esse trabalho consiste principalmente da aquisição de dados de métodos potenciais, e assim, consistiu de duas principais vertentes, o levantamento gravimétrico e o levantamento magnetométrico, além de dados de gamaespectrometria terrestre.

Os dados de gravimetria foram adquiridos em perfis perpendiculares à estrutura espaçados de 500m. Os dados de gamaespectrometria foram adquiridos ao longo dos pontos de gravimetria sobre o solo e afloramentos.

Para a aquisição de magnetometria foi realizado um experimento para um novo meio de aquisição de dados de magnetometria terrestre: o levantamento magnético terrestre transportado sobre veículo automotor permite maior resolução de aquisição com menor tempo e esforço dispendidos pela equipe.

Os perfis processados permitiram uma reinterpretação sobre a disposição dos contatos das formações da estrutura, assim como a delimitação do corpo com a geofísica aérea e também definição da variação das densidades das rochas locais. Os dados apresentam qualidade satisfatória.

Palavras Chave: Greenstone Belt Serra de Santa Rita, Métodos Potenciais, Magnetometria, Gravimetria, Geofísica Terrestre.

ABSTRACT

ROCHA, A.A. Ground geophysics applied to study the Greenstone Belt Serra de Santa Rita, Goiás/GO region. 2014. 105p. Thesis (Bachelor's degree) – Institute of Geoscience, University of Brasília, DF, 2014.

The Greenstone Belt Serra de Santa Rita region has huge economic importance to Goiás-Faina/GO region, however lacks geophysical data for a detailed study. In order to provide new data for understanding this structure, genesis and its basement was held a work of ground geophysics high resolution.

This work consists mainly of potential methods data acquisition, and thus consisted of two main parts, the gravimetric and magnetometric surveys, and data from terrestrial gamma spectrometry.

The gravimetric data were acquired perpendicular to the structure 500m spaced profiles. The gamma spectrometry data were acquired over the points of gravity on the ground and outcrops.

For the magnetics acquisition an experiment was conducted to acquire data on a new way: the terrestrial magnetic survey was acquired carried on motor vehicle and allowed higher resolution with less time and effort expended by the team.

The processed profiles allowed a reinterpretation of the disposition of the contacts of the formations of the structure, as well as the delimitation of the body with airborne geophysics and also defining the variation of densities of local rocks. The data shows satisfactory quality.

Keywords: Greenstone Belt Serra de Santa Rita, Potential Methods, Magnetics, Gravity, Ground Geophysics.

APRESENTAÇÃO

A presente tese está organizada em sete capítulos que se referem ao agrupamento temático, não correspondendo, necessariamente, à ordem cronológica em que foi desenvolvida a pesquisa. Essa forma de apresentação foi escolhida, a fim de sistematizar o conteúdo abordado de forma mais objetiva.

No capítulo 1, são descritos uma breve introdução sobre a área de estudo, os objetivos da pesquisa assim como a localização e vias de acesso ao local.

O capítulo 2 traz uma descrição detalhada dos materiais e metodologia aplicados ao projeto de mapeamento geofísico aqui exposto.

O capítulo 3 consiste da geologia regional da área de estudo. O capítulo 4 apresenta o sensoriamento remoto usado para este trabalho, as imagens do satélite Landsat8 e modelo de elevação digital do terreno (SRTM), assim como interpretação dos lineamentos e drenagens.

No capítulo 5, é apresentado o processamento dos dados de geofísica aérea assim como a discussão e interpretação dos resultados obtidos. No capítulo 6, é descrita a geologia terrestre. O texto aborda as principais etapas utilizadas no processamento e na modelagem dos dados terrestres de magnetometria e gravimetria obtidos. O capítulo 7 consiste dos resultados e discussões obtidas, assim como os resultados e as interpretações das investigações geofísicas realizadas na área da pesquisa.

As principais conclusões e sugestões do estudo estão apresentadas no capítulo 8.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa com a localização da área pesquisada e as principais rodovias de acesso.....	03
Figura 2.1 – Foto evidencia a descrição de afloramento rochoso na margem da Rodovia GO164	06
Figura 2.2 – Fotografia evidencia a aquisição de dados radiométricos com o equipamento Super Spec RS230 em um afloramento rochoso.....	07
Figura 2.3 – Fotografia evidencia a posição do GPS geodésico Topcon Hiper Lite+ e gravímetro. Base gravimétrica na soleira à direita na porta de entrada da Igreja Matriz de Santana na Praça Castelo Branco em Goiás/GO.	08
Figura 2.4 – Foto evidencia os receptores GNSS, base nivelante, cabos de alimentação e transferência de dados, usados no desenvolvimento do projeto.	08
Figura 2.5 – Foto evidencia o gravímetro modelo CG5 da Scintrex.....	09
Figura 2.6 – Foto do magnetômetro GSM-19 Overhauser: unidade de controle, bobina e cabos	10
Figura 2.7 – Foto do medidor portátil de susceptibilidade magnética e cabos. <i>Hand-Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter</i> no centro e o <i>Multiparameter Probe</i> à direita..	11
Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. (Pimentel <i>et al.</i> , 2004).....	13
Figura 3.2 – Mapa geológico da área de pesquisa extraído do Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás (SIEG, 2014).....	14
Figura 3.3 – Limites e subdivisão do Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás (Figura retirada de Jost <i>et al.</i> 2014).....	15
Figura 3.4 – Coluna estratigráfica do GBSSR segundo Resende <i>et al.</i> (1998).	18

Figura 4.1 – Imagem do Modelo Digital de Terreno da área do GBSSR, elaborada a partir da imagem SRTM com azimuth 45°	22
Figura 4.2 – Mapa com os lineamentos obtidos na imagem do MDT sombreado a 45°.....	23
Figura 4.3 – Imagem de Satélite com a fusão das bandas 5, 6 e 4, e IHS	24
Figura 4.4 – Mapa com os lineamentos identificados na imagem Landsat-8 após a fusão das bandas 5, 6 e 4 e IHS.....	25
Figura 4.5 – Drenagens extraídas da imagem Landsat-8 após a fusão das bandas 5, 6 e 4 e IHS.	25
Figura 4.6 – Diagramas de roseta de lineamentos da SRTM 45°.	26
Figura 4.7 – Diagramas de roseta de lineamentos da Landsat-8.....	27
Figura 5.1 – Fluxograma do processamento dos dados magnéticos do PGBC.....	33
Figura 5.2 – Fluxograma do processamento dos dados magnéticos da TROY.....	33
Figura 5.3 – Campo magnético anômalo – PGBC.....	34
Figura 5.4 – Campo magnético anômalo – TROY.....	34
Figura 5.5 – Primeira derivada vertical – PGBC.....	36
Figura 5.6 – Amplitude do sinal analítico – PGBC.....	33
Figura 5.7 – Amplitude do sinal analítico - TROY.....	37
Figura 5.8 – Inclinação do sinal analítico – PGBC.....	38
Figura 5.9 – Fluxograma do processamento dos dados para obtenção das imagens utilizadas na interpretação dos dados – PGBC	41

Figura 5.10 - Fluxograma do processamento dos dados para obtenção das imagens utilizadas na interpretação dos dados – TROY.....	42
Figura 5.11 - Contagem Total – PGBC.....	43
Figura 5.12 - Contagem Total – TROY.....	43
Figura 5.13 - Canal do Potássio - PGBC.....	44
Figura 5.14 - Canal do Potássio - TROY.....	44
Figura 5.15 - Canal do Tório - PGBC.....	45
Figura 5.16 - Canal do Tório - TROY.....	45
Figura 5.17 - Canal do Urânio - PGBC.....	46
Figura 5.18 - Canal do Urânio - TROY.....	46
Figura 5.19 - Imagem RGB de composição ternária K(%), U(ppm) e Th(ppm). – PGBC.....	47
Figura 5.20 - Imagem RGB de composição ternária K(%), U(ppm) e Th(ppm). – TROY.....	47
Figura 5.21 – Imagem com delimitação do <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita. Acima de acordo com Baeta <i>et al.</i> 1999 e abaixo de acordo com Resende <i>et al.</i> 2008.....	49
Figura 5.22 – Imagem com delimitação do <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita.....	50
Figura 5.23 – Imagem com delimitações do <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita.....	50
Figura 5.24 – Imagem ternária RGB, com os canais de K, U e Th interpretados.....	52

Figura 6.1 – Mapa de localização dos pontos de gamaespectrometria ao longo do GBSSR.....	54
Figura 6.2 – Gamaespectrômetro portátil Super Spec RS-230 BGO.....	55
Figura 6.3 – Perfis de comparação para o canal do K (potássio) entre as leituras de gamaespectrometria terrestre x aérea.....	56
Figura 6.4 – Perfis de comparação para o canal do U (urânio) entre as leituras de gamaespectrometria terrestre x aérea.....	56
Figura 6.5 – Perfis de comparação para o canal do K (potássio) entre as leituras de gamaespectrometria terrestre x aérea.....	56
Figura 6.6 – Localização das estações gravimétricas e geodésicas ao longo do GBSSR e principais vias de acesso.....	57
Figura 6.7 – Esquema ilustrativo das altitudes ortométrica, elipsoidal e ondulação geoidal.....	59
Figura 6.8 – Atração gravitacional entre duas partículas (Catalão, 2000).....	57
Figura 6.9 – Anomalia gravitacional de um elemento de forma irregular (Kearey et al., 2009).....	61
Figura 6.10 – Esquema do sistema massa-mola do gravímetro.....	61
Figura 6.11 – Esquema de parte do sistema de funcionamento do CG-5 Scintrex em câmara a vácuo com capacitor (imagem de SCINTREX, 2006).....	63

Figura 6.12 – Esquema ilustrativo do método estático-rápido para aquisição de dados GNSS mostrando o posicionamento da estação base (triângulo laranja) e das estações rover (círculos verdes).....	64
Figura 6.13 – Detalhe da base gravimétrica em frente à Igreja Matriz de Santana.....	65
Figura 6.14 – Banco de amostras.....	67
Figura 6.15 – Amostras catalogadas imersas em água destilada.....	68
Figura 6.16 – Esquema da balança usada para medir o peso das amostras. À esquerda leitura do peso seco e à direita a mesma amostra com leitura do peso aparente (com os poros preenchidos) imersa em água destilada.....	69
Figura 6.17 – Mapa com a localização das estações pertencentes à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), em destaque em vermelho as estações utilizadas neste trabalho MTBA e GOGY (Fonte: IBGE 2014).....	71
Figura 6.18 – Figura evidencia perfis da altura ortométrica, anomalia ar livre e anomalia bouguer.....	74
Figura 6.19 – Representação da precessão magnética do próton: ω_0 é a frequência de precessão, $\vec{B}$ é o campo externo e $\vec{m}$ é o momento angular magnético.....	77
Figura 6.20 – Bobina em formato de solenoide à esquerda e em formato toroide à direita (Koehler, 2012).....	80
Figura 6.21 – Mapa de localização dos perfis de magnetometria terrestre.....	81
Figura 6.22 – GPS Garmin Etrex 30.....	82

Figura 6.23 – Magnetômetro rover acoplado ao carro.....	83
Figura 6.24 – Comparação entre as curvas do CMT medido em perfis de caminhada e transportado.....	83
Figura 6.25 – Comparação entre as curvas de variação diurna entre as bases magnéticas de Faina e Vassouras entre os dias 29/04/2014 a 02/05/2014.....	85
Figura 6.26 – Exemplo de correção do IGRF aplicado a um dos perfis.....	86
Figura 6.27 – Figura evidencia perfil de filtragem não-linear de 1ª ordem.....	87
Figura 6.28 – Figura evidencia primeiro critério de filtragem (Figura retirada de Naudy & Dreyer, 1967).....	87
Figura 6.29 – Figura evidencia segundo critério de filtragem (Figura retirada de Naudy & Dreyer, 1967).....	88
Figura 6.30 – Figura evidencia filtragem não linear de 20ª ordem.....	89
Figura 7.1 – Perfis da anomalia bouguer completa.....	91
Figura 7.2 – Histograma dos dados de anomalia bouguer completa.....	92
Figura 7.3 – Espectro radial de potência e estimativa de profundidade das anomalias gravimétricas geradas a partir do mapa da anomalia Bouguer. A razão sinal ruído é aceitável até 1.5km-1.....	93
Figura 7.4 – Histograma da frequência de amostragem do fator X.....	94
Figura 7.5 – Histograma da frequência de amostragem do fator Y.....	94
Figura 7.6 – Perfil com comparação entre campo magnético residual x acoplamento do equipamento x velocidade do automóvel.....	95

Figura 7.7 – Comparação dos dados aéreos e terrestres do Perfil 1.....	96
Figura 7.8 – Comparação dos dados aéreos e terrestres do Perfil 2.....	96
Figura 7.9 – Comparação dos dados aéreos e terrestres do Perfil 1.....	97
Figura 7.10 – Comparação dos dados aéreos e terrestres do Perfil 2.....	97
Figura 7.11 – Perfis do levantamento magnetométrico terrestre sobre a geologia local.....	98
Figura 7.12 – Interpretação para o perfil 1 de magnetometria terrestre. A) Campo magnético anômalo residual; b) amplitude do sinal analítico; c) elevação do terreno com interpretação; d) elevação do terreno com interpretação segundo o SIEG 2014.....	100
Figura 7.13 – Interpretação para o perfil 2 de magnetometria terrestre. A) Campo magnético anômalo residual; b) amplitude do sinal analítico; c) elevação do terreno com interpretação; d) elevação do terreno com interpretação segundo o SIEG 2014.....	101
Figura 7.14 – Interpretação para o perfil 3 de magnetometria terrestre. A) Campo magnético anômalo residual; b) amplitude do sinal analítico; c) elevação do terreno com interpretação; d) elevação do terreno com interpretação segundo o SIEG 2014.....	102
Figura 7.15 – Interpretação para o perfil 4 de magnetometria terrestre. A) Campo magnético anômalo residual; b) amplitude do sinal analítico; c) elevação do terreno com interpretação; d) elevação do terreno com interpretação segundo o SIEG 2014.....	103

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO	01
1.1 OBJETIVOS	02
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	03

CAPÍTULO 2

2. MATERIAIS E MÉTODOS	04
2.1. PRÉ-CAMPO	04
2.1.1 Sensoriamento Remoto	04
2.1.2 Dados aerogeofísicos.....	05
2.2. CAMPO	06
2.2.1 Levantamento gamaespectrométrico	06
2.2.2 Levantamento gravimétrico e geodésico	07
2.2.3 Levantamento magnetométrico e de susceptibilidade magnética.....	09
2.3. PÓS-CAMPO	11

CAPÍTULO 3

3. GEOLOGIA.....	12
3.1 TERRENO ARQUEANO PALEOPROTEROZÓICO DE GOIÁS	14
3.1.1 Complexos granito-gnáissicos	16
3.1.2 <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita.....	17

CAPÍTULO 4

4. Sensoriamento Remoto.....	21
4.1 SRTM	21
4.2 LANDSAT-8	22
4.3 Diagramas de roseta.....	26

CAPÍTULO 5

5. GEOFÍSICA AÉREA.....	29
5.1 PROCESSAMENTO DOS DADOS	29
5.1.1 <i>Magnetometria</i>	31
5.1.2 Gamaespectrometria	39
5.2 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	48
5.2.1 <i>Magnetometria</i>	48
5.2.2 Gamaespectrometria	51

CAPÍTULO 6

6. GEOFÍSICA TERRESTRE	53
6.1 LEVANTAMENTO GAMAESPECTROMÉTRICO	53
6.2 LEVANTAMENTO GEODÉSICO E GRAVIMÉTRICO	57
6.2.1 Aquisição de dados	63
6.2.2 Processamento de dados	70
6.3 Levantamento magnetométrico e de susceptibilidade magnética.....	75
6.3.1 Localização dos perfis de magnetometria e vias de acesso	80
6.3.2 Nova metodologia de aquisição de dados de magnetometria.....	81

CAPÍTULO 7

7. RESULTADOS E DISCUSSÃO	90
7.1 LEVANTAMENTO GEODÉSICO E GRAVIMÉTRICO	90
7.2 LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO	93

CAPÍTULO 8

7. CONCLUSÕES E SUGESTÕES	104
--	------------

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106
---	------------

APÊNDICE	112
-----------------------	------------

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

Este relatório apresenta parte do Projeto de Mapeamento Geofísico da área de Faina/Goiás, desenvolvido durante o Trabalho Final de Graduação do curso de Geofísica, do Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília (IG/UnB). O desenvolvimento do trabalho ocorreu na região da cidade Goiás/GO, essencialmente na região do *Greenstone Belt* de Serra de Santa Rita (GBSSR).

O GBSSR faz parte do Bloco Arqueano de Goiás (BAG), que é um fragmento exótico e alóctone de crosta arqueana-paleoproterozoica com aproximados 18.000 km² que foi amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante o Ciclo Brasileiro (Jost *et al.*, 2014).

Inexistem trabalhos geológicos e geofísicos que descrevem a espessura do BAG, bem como do GBSSR. A determinação de espessuras de rochas e sedimentos é efetuada através de investigações diretas ou indiretas. As primeiras são onerosas, principalmente quando executadas até grandes profundidades. Deste modo, a geofísica torna-se uma metodologia atrativa, eficiente e de menor custo.

Os métodos geofísicos rotineiramente usados na determinação da espessura de rochas metamórficas e ígneas são os métodos potenciais (gravimetria e magnetometria), os métodos eletromagnéticos de baixa frequência (domínio do tempo) e a sismologia (Telford, 1990).

1.1 OBJETIVOS

A criação do projeto de Mapeamento Geofísico da área de Faina-Goiás tem o objetivo de proporcionar aos alunos de graduação em geofísica o desenvolvimento de um projeto geofísico que envolve o planejamento, a aquisição, o processamento, a integração e a interpretação de dados.

Este trabalho tem como propósito principal, o mapeamento geofísico da estrutura conhecida como Greenstone Belt de Serra de Santa Rita, por meio da análise de dados obtidos em levantamentos geofísicos aéreos e terrestres, bem como informações geológicas da região.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na porção noroeste do Estado de Goiás, nos municípios de Buenolândia e Goiás (Figura 1). A principal via de acesso à região é a rodovia estadual GO-164, com acesso através das rodovias GO-230, GO-456 e BR-070. O aeroporto mais próximo localiza-se na cidade de Goiás, GO.

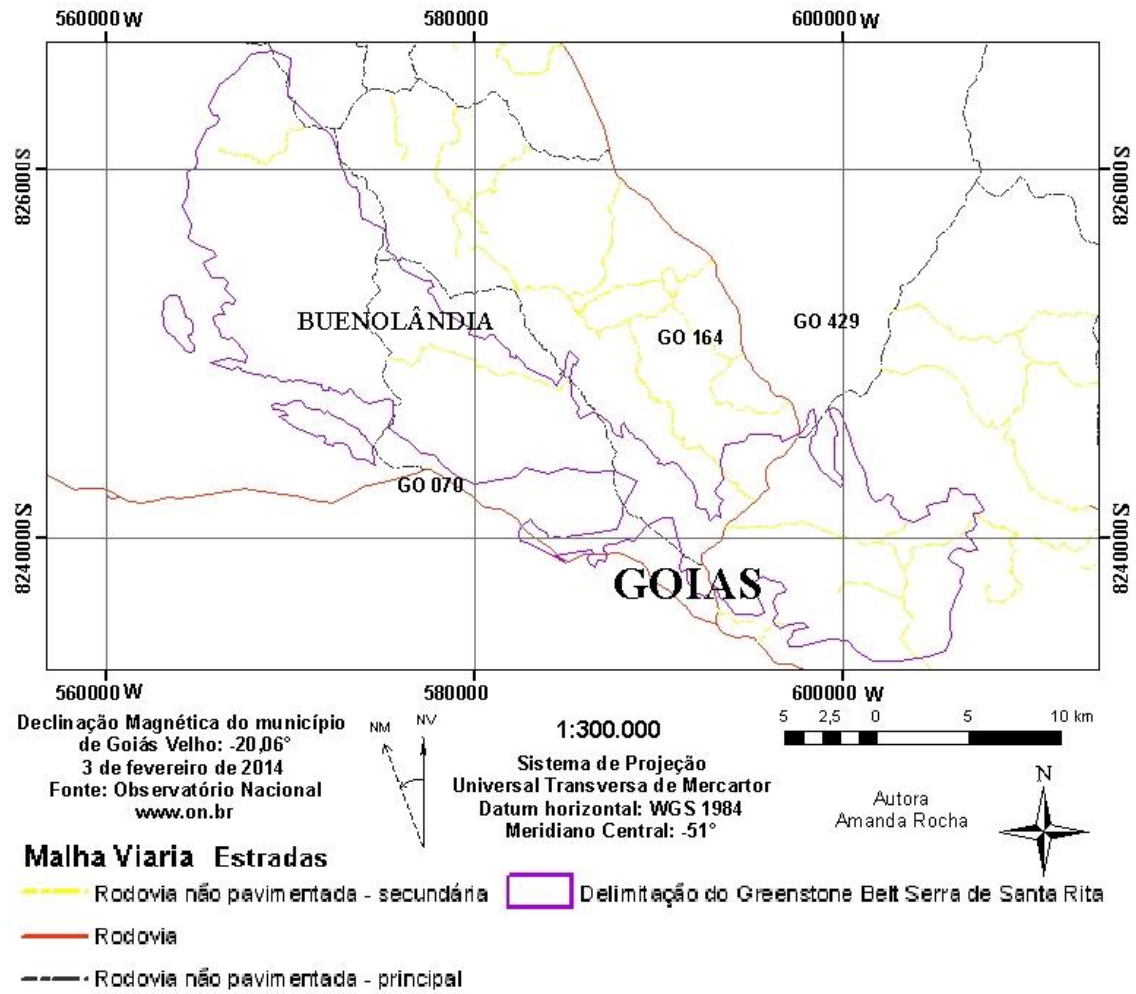


Figura 1 – Mapa com a localização da área pesquisada e as principais rodovias de acesso.

CAPÍTULO 2

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos aplicados na presente pesquisa dividem-se em pré-campo, campo e pós-campo. A etapa pré-campo consistiu na elaboração de uma estratégia para aquisição dos dados de gamaespectrometria terrestre, de gravimetria e magnetometria terrestre da área utilizando dados de sensoriamento remoto e a geofísica aérea. Na etapa de campo estão descritos os materiais e os métodos geofísicos de aquisição dos dados. A etapa pós-campo consistiu no processamento e modelagem de dados obtidos em campo, bem como da interpretação dos resultados.

2.1 PRÉ-CAMPO

A etapa que antecedeu a coleta de dados incluiu a compilação de dados existentes, como: imagens de satélite, cartas topográficas, mapas geológicos, dados aerogeofísicos, bem como artigos e relatórios.

2.1.1 Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto é amplamente utilizado para mapear a superfície terrestre a partir da obtenção de imagens por meio da detecção das respostas das interações da radiação eletromagnética com os materiais terrestres (Meneses e Almeida, 2012). Para o presente estudo foi utilizado dados do sensor OLI do satélite LANDSAT8.

IMAGENS DE SATÉLITE LANDSAT

Com o objetivo de aperfeiçoar a visualização geomorfológica do GBSSR, usaram-se imagens do sensor OLI do satélite norte-americano Landsat-8, lançado em 11 de fevereiro de 2013 pela NASA. As imagens do Landsat foram obtidas através do site do USGS.

O Landsat 8 é composto por dois instrumentos, o sensor *Operational Terra Imager* (OLI) e o sensor infravermelho térmico (TIRS), que fornece duas bandas térmicas. Estes sensores fornecem uma melhor relação sinal-ruído (SNR) de desempenho radiométrica quantizado através de uma gama dinâmica de 12 bits. O que se traduz em 4.096 potenciais níveis de cinza em uma imagem, em comparação com apenas 256 níveis de cinza em instrumentos de 8 bits anteriores.

O projeto de OLI é um avanço na tecnologia de sensor Landsat, possui duas bandas novas em relação aos projetos Landsat anteriores, a banda 1 (ultra azul) é útil para estudos costeiros e aerossóis e a banda 9 é usada para detecção de nuvens *cirrus*. Pode medir na frequência eletromagnética do visível, infravermelho próximo, e ondas curtas do infravermelho próximo do espectro. As imagens possuem resolução espacial de 15 metros a pancromática e de 30 metros a multiespectral ao longo de 185 km de ampla faixa (NASA, 2014).

2.1.2. Dados aerogeofísicos

Os dados aerogeofísicos do presente trabalho consiste do Projeto Geofísico Brasil-Canadá (PGBC), acordo entre o Governo do Brasil e a Agência Canadense para o Desenvolvimento Internacional (CIDA) com vistas à execução do levantamento dos recursos minerais da região Centro-Oeste do Brasil. O Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) iniciou o PGBC em 1975, com cobertura da área situada entre 5°S e 16°S e 48°W e 51°W. Os levantamentos foram aerotransportados e consistiram na obtenção de dados de magnetometria, gamaespectrometria, apoiados por levantamentos terrestres, com coleta de sedimentos de corrente para determinações geoquímicas e perfilagem magnetométrica em áreas selecionadas (DNPM 1981).

A partir dos dados do campo magnético anômalo, contagem total, canal do potássio, canal do tório e canal do urânio, processados e cedidos pela UnB em formato GRD, foram gerados diversos produtos de magnetometria e gamaespectrometria com o

software Oasis Montaj (Geosoft) que serão utilizados neste trabalho. A etapa está descrita no capítulo 4.

Dados aéreos de magnetometria e gamaespectrometria de alta resolução e espaçamento de 200m foram cedidos pela empresa Orinoco do Brasil Mineração Ltda. em formato geotiff. Os dados foram adquiridos pela empresa Troy Brasil Exploração Mineral Ltda., que possuía o alvará de pesquisa da área antes da aquisição da Orinoco.

2.2 CAMPO

O desenvolvimento da etapa de campo deste trabalho ocorreu no período de 29 de abril a 3 de maio de 2014. A aquisição dos dados ocorreu ao longo de 5 dias de campo, que resultou na amostragem de 41 pontos de gamaespectrometria, 91 estações gravimétricas, 100 km de perfis de magnetometria terrestre e 28 pontos de amostragem geológica (Figura 2.1).



Figura 2.1 – Foto evidencia a descrição de afloramento rochoso na margem da Rodovia GO164.

2.2.1 Levantamento Gamaespectrométrico

A coleta de dados de gamaespectrometria terrestre aconteceu ao longo de afloramentos que ocorrem nas margens das rodovias (Figura 2.2). Na coleta dos dados usou-se o gamaespectrômetro Super Spec RS 230. Nos pontos amostrados registrou-se, em um período de 300s, a contagem total, os canais de K, U e Th.



Figura 2.2 – Fotografia evidencia a aquisição de dados radiométricos com o equipamento Super Spec RS230 em um afloramento rochoso.

2.2.2 Levantamento Gravimétrico e Geodésico

A coleta de dados de gravimetria terrestre ocorreu ao longo de rodovias que passam transversalmente ao *greenstone belt*. A equipe usou uma caminhonete para desenvolver uma amostragem espacial de 500m. Simultaneamente ao levantamento gravimétrico, usou-se um receptor GNSS/RTK na determinação do posicionamento com o modo estático rápido. A precisão do georreferenciamento é dependente principalmente do tempo de registro, da quantidade de satélites captados, e perturbações do sinal, tais como multicaminhamento.

As estações base utilizadas para o levantamento geodésico foram as estações de Barra do Garças-MT (MTBA) e Goiânia – GO (GOGY) pertencentes à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC). A estação base de gravimetria utilizada como referência pertence à Rede Básica de Gravimetria do laboratório de geodésia no estado de Goiás (IAG-USP), localizada em frente à Igreja Matriz de Santana, situada a Praça Castelo Branco na cidade de Goiás/GO (figura 2.3). Possui o nome de Goiás B número 36650 fonte RN 705 Z do IBGE (ANEXO I).



Figura 2.3 – Fotografia evidencia a posição do GPS geodésico Topcon Hiper Lite+ e gravímetro. Base gravimétrica na soleira à direita na porta de entrada da Igreja Matriz de Santana na Praça Castelo Branco em Goiás/GO.

RECEPTOR GNSS

Neste levantamento utilizou-se o Receptor GNSS (Global Navigation Satellite System) Topcon Hiper Lite+, composto por dois receptores idênticos, um utilizado como base e outro como rover (Figura 2.4).



Figura 2.4 – Foto evidencia os receptores GNSS, base nivelante, cabos de alimentação e transferência de dados, usados no desenvolvimento do projeto.

GRAVÍMETRO

No levantamento gravimétrico usou-se o Gravímetro da Scintrex CG5 (Figura 2.5) pertencente ao IG/UniPAMPA.

A detecção do gravímetro baseia-se em um sistema elástico de quartzo fundido, fornecendo medidas de até 8000 mGals de alcance com 0.001 mGal de precisão e deriva instrumental estática menor que 0,02 mGal por dia. Também possui correções automáticas de maré, deriva instrumental, temperatura, correção de terreno próximo (até a zona C), ruído de amostragem e filtro de ruído sísmico.



Figura 2.5 – Foto evidencia o gravímetro modelo CG5 da Scintrex.

2.2.3 Levantamento Magnetométrico e de Susceptibilidade Magnética

A coleta de dados de magnetometria ocorreu ao longo dos mesmos perfis de gravimetria. O registro dos pontos aconteceu com o magnetômetro rover acoplado a um carro. Com o deslocamento do veículo a uma velocidade média de 8km/h, e registro magnético a cada 3s obteve-se uma amostragem espacial média de 7m. Para o posicionamento dos pontos de magnetometria usou-se um GPS portátil da Garmin, com precisão de 4 a 20 metros.

Os dados de susceptibilidade magnética foram adquiridos em alguns afloramentos rochosos encontrados ao longo dos perfis. Os registros de susceptibilidade magnética foram usados na inversão e na modelagem dos dados magnéticos.

MAGNETÔMETRO

Durante o levantamento usaram-se dois magnetômetros da *GEM System – Advanced Magnetometers* modelo GSM-19 Overhauser (Figura 2.6) um pertencente ao IG/UnB e o outro pertencente ao IG/UniPAMPA.



Figura 2.6 – Foto do magnetômetro GSM-19 Overhauser: unidade de controle, bobina e cabos.

SUSCEPTIBILÍMETRO

Durante o levantamento usou-se o medidor portátil de susceptibilidade magnética *Hand-Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S* e o *Multi Parameter Probe* (Figura 2.7), conjunto desenvolvido pela empresa GDD Instrumentation Inc.



Figura 2.7 – Foto do medidor portátil de susceptibilidade magnética e cabos. *Hand-Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter* no centro e o *Multiparameter Probe* à direita.

2.3 PÓS-CAMPO

A transferência/conversão do dado de magnetometria, do sistema de registro para o PC, usou o *software* Gemlink5. Realizou-se o processamento dos dados e salvos no formato .txt. O processamento dos no *software* Oasis Montaj da Geosoft™, e a modelagem no módulo GM-SYS e Potent Q.

Os dados geodésicos foram descarregados via USB, com o auxílio do programa PCCDU, da TOPCON, em formato *.tps. Então estes dados eram carregados no programa TOPCON TOOLS para serem processados, etapa a ser descrita detalhadamente no capítulo 5.

Os dados do gravímetro foram descarregados com o auxílio do programa SCTUTIL Scintrex Utilities (versão 1.12) e convertidos para os formatos XYZ. A organização dos dados das estações gravimétricas e o pré-processamento dos mesmos foi realizado com o programa Microsoft® Excel. Desenvolveu-se o processamento dos dados gravimétricos no programa Oasis Montaj da Geosoft™. A modelagem dos dados foi feita usando o módulo GM-SYS e PotentQ.

A integração dos dados de geofísica terrestre foi realizada em plataforma GIS no *software* ARCGIS versão 10.1.

CAPÍTULO 3

3. GEOLOGIA

A área de estudo situa-se no contexto geotectônico da Faixa Brasília, na parte leste da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977).

A Província Tocantins (Figura 3.1) é um sistema orogênico formado no Neoproterozóico durante episódios de tectônica compressional típicos do Brasiliano, resultando no amalgamento do Gondwana Ocidental. Desenvolveu-se entre os Crátons do Paranapanema, do São Francisco e da Amazônia (Fuck *et al.*, 2005). Três faixas móveis de cinturão de dobramentos compõem esse sistema: a Faixa Araguaia com *trend* estrutural norte-sul; a Faixa Paraguai de *trend* sinuoso sudoeste. Ambas mostram vergência em sentido ao Cráton da Amazônia e o margeiam a leste e a sudeste respectivamente (Valeriano *et al.*, 2012); e a terceira é a Faixa Brasília, localizada na porção centro-leste da Província, apresenta-se na direção norte-sul, e diferente das outras, mostra vergência em direção ao Cráton do São Francisco, leste-sudeste, bordejando-o em suas margens oeste e sul (Fuck *et al.*, 2005).

A Faixa Brasília é um cinturão de dobramentos de escala crustal, formada por terrenos empurrados para leste em direção ao Cráton do São Francisco. Divide-se, de oeste para leste, em Arco Magmático de Goiás (Neoproterozóico), Maciço de Goiás (Arqueano/Paleoproterozóico) e em cinturão de dobras e empurrões de antepaís, com embasamento do Paleoproterozóico (Pimentel *et al.*, 2004).

Estrutura-se em dois segmentos principais, as porções setentrional com *trend* NE-SW e a meridional de *trend* NW-SE (Fuck *et al.*, 2005), alongando-se na direção N-S por aproximadamente 1000km. Ambos os segmentos se intersectam na Sintaxe dos Pirineus (Brito Neves, 2002), marcando a superposição das estruturas e as mudanças das direções estruturais. Ambas as porções possuem produtos metamórficos e arcabouço estruturais distintos.

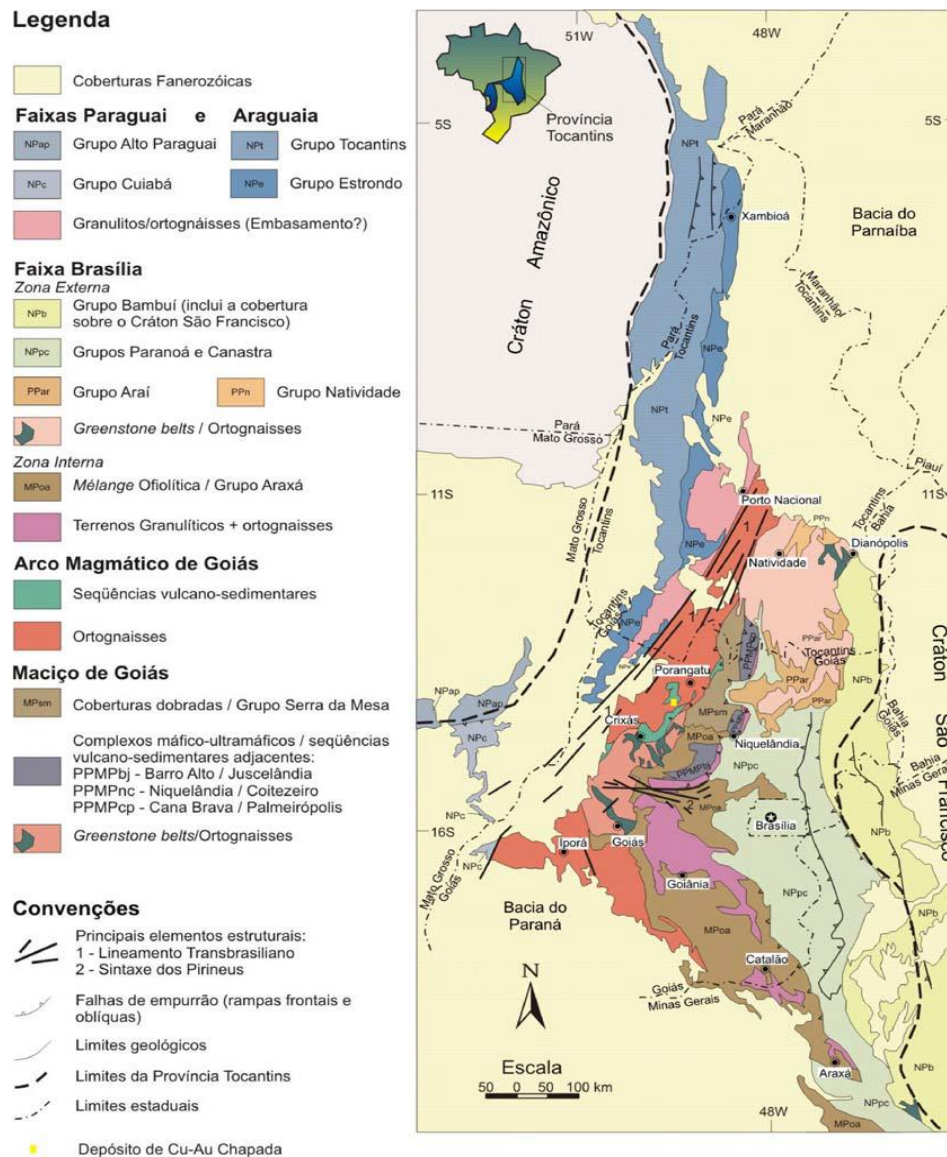


Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. (Pimentel *et al.*, 2004)

Utilizaram-se no planejamento de campo deste trabalho, o mapa geológico de Goiás com escala de 1:500.000 (SIEG, 2014) e a Folha SD-22 da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (IBGE, 2014; Figura 3.2).

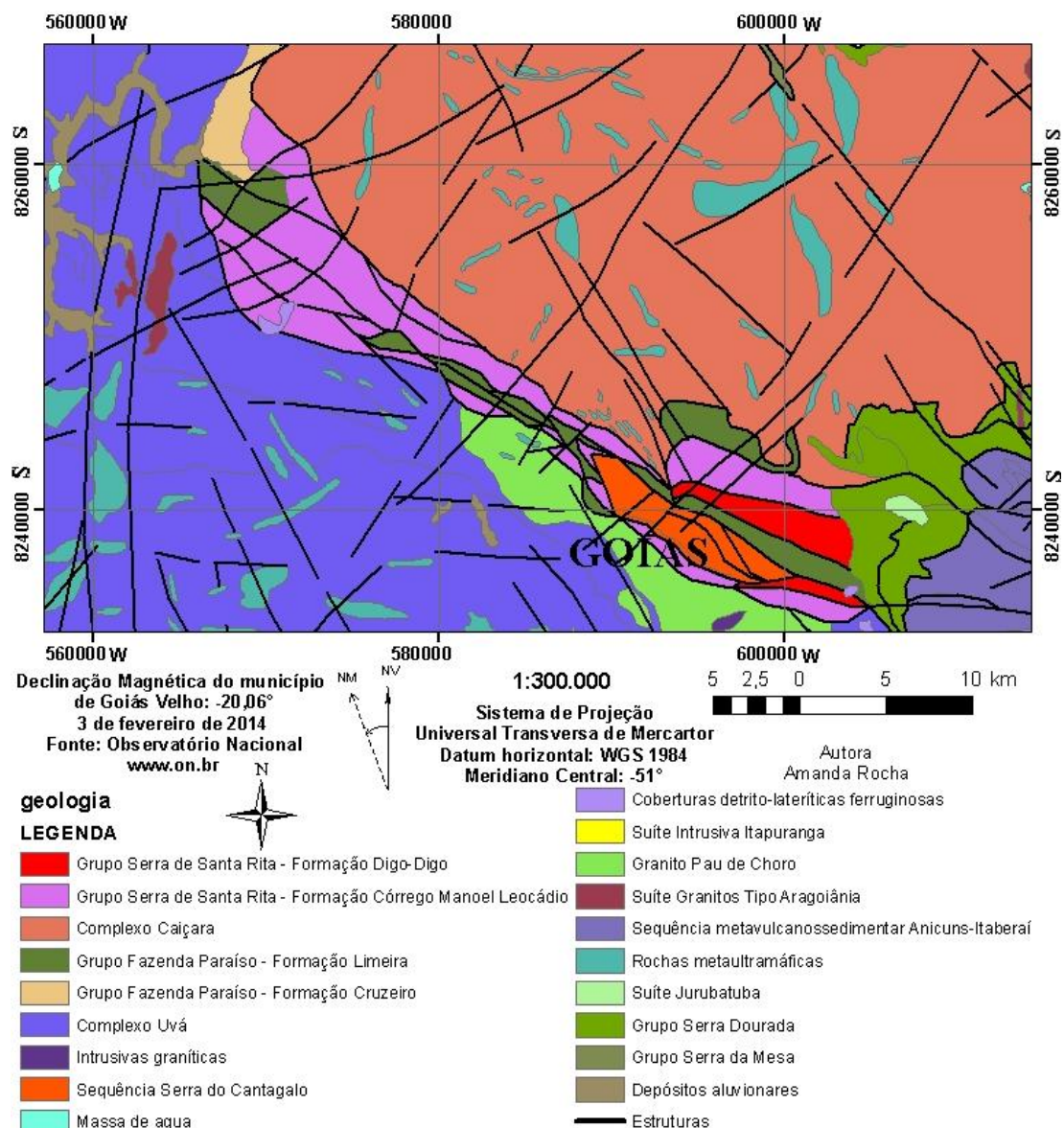


Figura 3.2 – Mapa geológico da área de pesquisa extraído do Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás (SIEG, 2014).

3.1 TERRENO ARQUEANO PALEOPROTEROZÓICO DE GOIÁS

Constitui uma associação tipo granito-greenstone (Figura 3.2), localizada na parte central do estado de Goiás. Possui 5 faixas de *greenstone belts* de estrutura e gêneses variadas. Essas faixas compreendem 20% do bloco e representam as unidades geológicas mais importantes dessa idade e menos estudadas. As três faixas ao norte são Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás e duas ao sul, Santa Rita e Faina (Figura 3.3). O restante do bloco compõe-se de terrenos granito-gnáissicos reunidos em seis complexos, de sul para norte: Uvã, Caiçara, Anta, Caiamar, Hidrolina e Móquem.

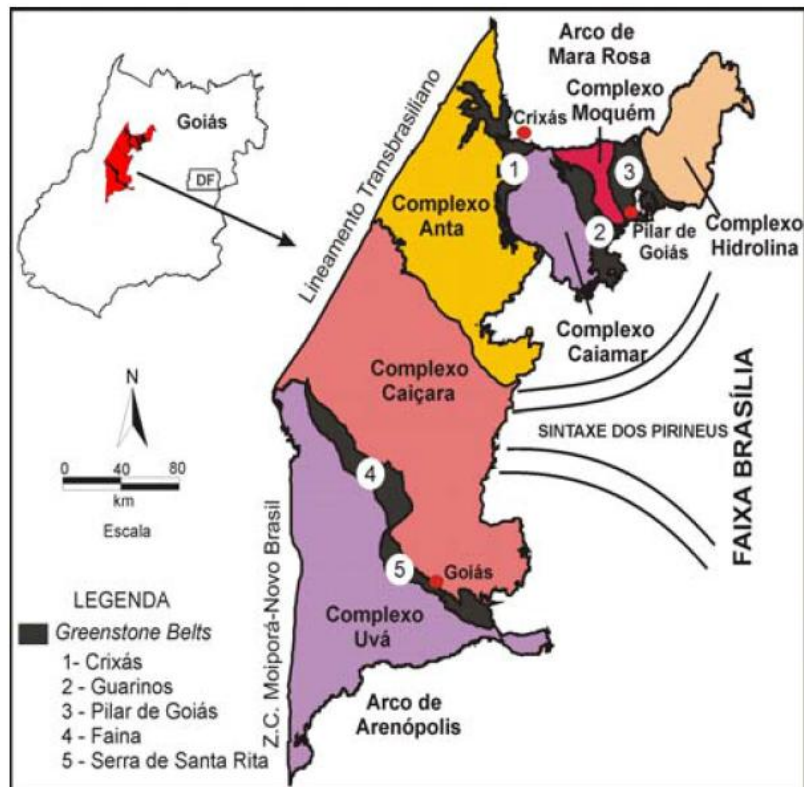


Figura 3.3 – Limites e subdivisão do Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás (Figura retirada de Jost *et al.* 2014).

O Maciço de Goiás situa-se na porção central da Faixa Brasília e é definido por Fuck (1994) como segmentos colisionais brasileiros que envolvem um microcontinente arqueano. A maioria das rochas que contornam o bloco arqueano é de idade proterozóica. Seu limite é tectônico e possui orientação NE-SW. A leste e nordeste mostra contato com rochas metassedimentares dos grupos Araxá e Serra da Mesa; a sudeste com a Suíte Plutônica Itapuranga (Oliveira, 1994); o norte com rochas metavulcanossedimentares e ortognaisses do Arco Magmático de Mara Rosa; a noroeste, com sedimentos quaternários da Formação Araguaia; a sudoeste o contato é com ortognaisses do Oeste de Goiás (Pimentel e Fuck 1992) ou Bloco de Gnaisses Fazenda Nova (Motta-Araújo e Pimentel 2003); e, a sul, em parte com a Sequencia Anicuns-Itaberai (Barbosa 1987), de natureza metavulcanossedimentar, e, em parte, com rochas metassedimentares atribuídas ao Grupo Araxá.

3.1.1 Complexos granito-gnáissicos

Estes representam 80% do bloco arqueano e consistem de gnaisses tonalíticos a granodioríticos e subordinadamente graníticos, compreendendo seis complexos, de sul para norte: Uvá, Caiçara, Anta, Caiamar, Hidrolina e Moquéem.

O complexo Uvá limita-se a norte com os *greenstone belts* de Serra de Santa Rita e Faina. Divide-se nos domínios Rio do Índio, de gnaisses dioríticos, tonalíticos e granodioríticos deformados, e Rio Vermelho, intrusões tabulares de monzogranitos e tonalitos, intrudidos por muscovita-granito de idade Brasileira (Jost *et al.* 2005). Os ortognaisses do Complexo Uvá são interpretados por Jost *et al.* (2005) e Jost *et al.* (2013), como os mais antigos da porção arqueana do Terreno e, em média, cerca de 150 m.a. mais velhos do que os gnaisses de norte. Isto evidencia que o substrato Arqueano da região é policíclico.

O complexo Caiçara não é bem conhecido e suas subdivisões não foram, ainda, alvo de estudos detalhados. É composto por ortognaisses não diferenciados.

O complexo Anta está em contato com o Caiçara pelo Lineamento do Rio Tesouras e foi dividido por (Blum *et al.* 2003) por uma brusca variação na resposta radiométrica. É formado por corpos homogêneos de tonalito, subordinados granodioritos e raros granitos.

O complexo Caiamar localiza-se entre Guarinos e Crixás, e é dividido de sul para norte em Gnaisses Águas Claras e Tonalito Tocambira, granodioritos, e Gnaisses Crixás Açu, tonalitos (Jost *et al.*, 1994a).

O complexo Hidrolina está ao norte de Pilar e é formado por gnaisses granodioríticos e graníticos, subordinadamente tonalíticos. Na metade meridional do complexo ocorrem diques e *stocks* de rochas máficas ao longo de zona de cisalhamento de direção N60°W.

O complexo Móquem situa-se entre Guarinos e Pilar de Goiás e é composto por gnaisses granodioríticos, tonalíticos e graníticos, sendo cortados por enxame de *stocks* de rochas máficas.

3.1.2 *Greenstone belt* de Serra de Santa Rita

O GBSSR ocorre na porção sul do Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás e é confinado pelos complexos granito-gnaissicos Caiçara, a ENE, e Uvã, a WSW. Possui geometria dependente do contato com os complexos Uvã e Caiçara, adjacentes. A geometria irregular é dada por contatos da ascensão dos terrenos adjacentes ou recortes topográficos de milonitos de falhas de empurrão de baixo ângulo. A geometria curva foi formada durante a ascensão dos complexos e é dada por contatos com falhas de empurrão ou rampas laterais com mergulhos baixos. A geometria linear caracterizada por zonas de cisalhamento verticais ou por contatos ígneos.

Apresenta *trend* estrutural com orientação N50°-70°W e é separado do *Greenstone Belt* de Faina pela falha de Faina, com movimentação dextral e direção N30°E (Resende *et al.*, 1998).

O GBSSR consiste em rochas vulcânicas máficas a ultramáficas, representadas pelo Grupo Serra de Santa Rita, e rochas metassedimentares, do Grupo Fazenda Paraíso, que ocorrem em variável estado de preservação, fruto da história deformacional de cada faixa e evolução fisiográfica regional desde o Paleoproterozóico.

A estratigrafia deste trabalho segue a proposta de Resende *et al.* (1998; Figura 3.4), que divide o GBSSR em Grupo Serra de Santa Rita (formações Manoel Leocádio e Digo-digo) e Grupo Fazenda Paraíso (formações Limeira e Cruzeiro).

FORMAÇÃO MANOEL LEOCÁDIO

A formação Manoel Leocádio representa a parte basal do GBSSR, composta por um conjunto de rochas ultramáficas com espessura média de 600m. Consiste em serpentinitos e xistos com variadas porções de tremolita, carbonato, talco e clorita. Apresenta intercalações de xistos carbonosos e metacherts puros ou ferríferos (Resende *et al.*, 1998). Ocorrem localmente estruturas como *pillows* (Dani *et al.* 1981) e disjunções poliedrais (Teixeira, 1981), que juntas sugerem uma natureza komatiítica das rochas ultramáficas desta unidade (Resende *et al.* 1998).

Esta Formação é a parte mais externa dos cinturões, e encontra-se em contato intrusivo ou tectônico com os complexos Uvã e Caiçara. Este contato é marcado por zonas de milonitização com falhas de direção WNW, e mergulho N50°W no GBSSR.

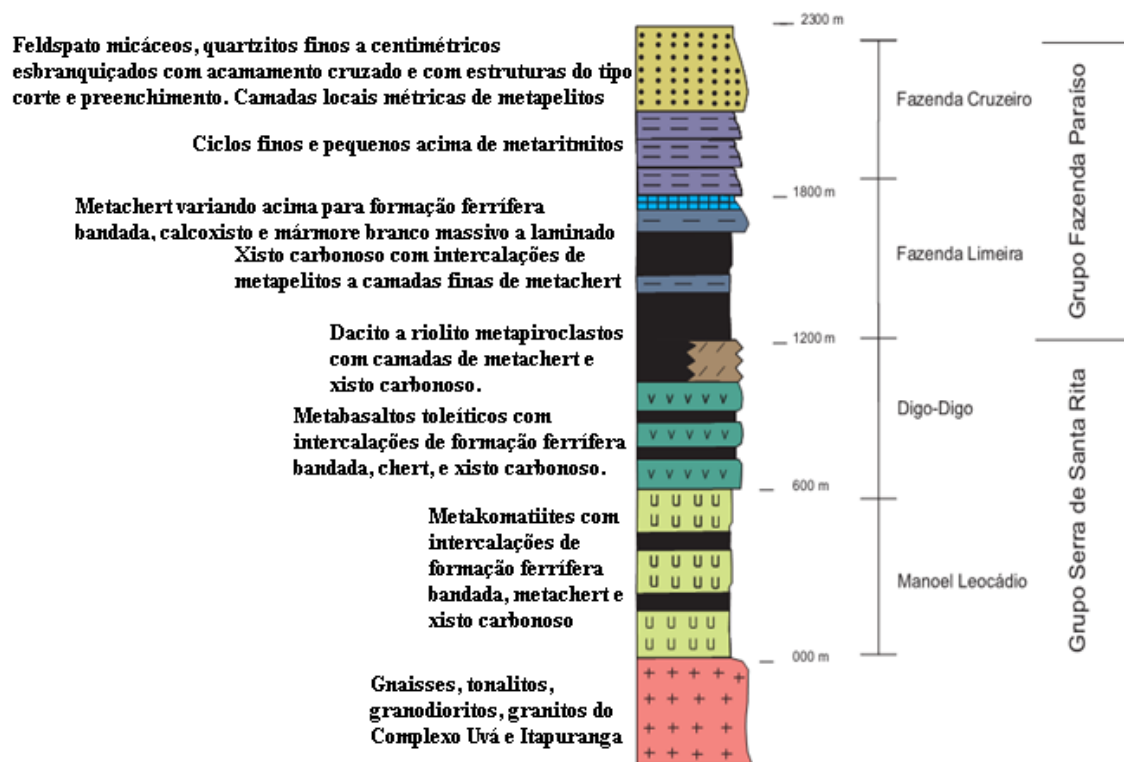


Figura 3.4 – Coluna estratigráfica do GBSSR segundo Resende *et al.* (1998).

FORMAÇÃO DIGO-DIGO

A formação Digo-Digo possui aproximadamente 600m de espessura, dividindo-se em membros superior e inferior.

O Membro Inferior consiste em rochas máficas e vulcânicas transformadas em anfibólio xistos, com diferentes proporções de actinolita, albita, epidoto e quartzo; constitui-se ainda por intercalações de camadas finas de feldspatos, talco xisto, metapelitos carbonosos e metacherts.

O Membro Superior formado por sericita-clorita-quartzo xistos com texturas originais de piroclastos que variam de cinzas vulcânicas recristalizadas a tufos grossos, que incluem camadas abundantes com lúpilis. As composições dos tufos félsicos variam de dacíticos a riolíticos. Os metatufos possuem camadas com espessura métricas de metacherts, xistos carbonosos, e talcos xistos. Os piroclastos diagnósticos do membro superior (Jost *et al.*, 2005).

O contato entre os metabasaltos do Membro Inferior e os metakomatiitos da Formação Manoel Leocádio é predominantemente tectônico, mas também ocorrem

contatos gradacionais, dado através do aumento gradual de camadas de basalto dentro dos metakomatiitos.

FORMAÇÃO FAZENDA LIMEIRA

A Formação Fazenda Limeira localiza-se a 3,5 km da cidade de Goiás. Possui afloramento de espessura variando de 300m a 1000m, do Rio Vermelho a sudeste, onde efeitos tectônicos são menos evidentes. Divide-se em Membros Superior e Inferior.

O Membro Superior ocorre ao longo da parte norte do GBSSR. É limitado por contato tectônico a noroeste com as rochas metavulcânicas básicas da Formação Digo-Digo, e por contato gradacional a sudeste com xistos carbonosos do Membro Inferior. A unidade consiste de metacherts basais ricos em ferro e com fácies de óxidos bandados com formação de ferro, com 10m de carbonato-sericita-quartzo-xistos e 50m maciços de mármore calcita-dolomita.

O Membro Inferior alfora na junção entre a rodovia GO-164 com uma estrada não pavimentada até o Córrego Digo-digo. É composto por xisto carbonoso, camadas métricas de metapelitos e metacherts. Devido à alternância dos litotipos diagnósticos, o membro inferior possui contato gradacional com as rochas metavulcânicas do Grupo Serra de Santa Rita. Também possui contato tectônico dado pela falha de empurrão de direção WNW.

FORMAÇÃO FAZENDA CRUZEIRO

A formação possui espessura aproximada de 500m e divide-se em membros Inferior e Superior. Ocorre em ambos os membros do sinclínório, restrito ao flanco inverso da estrutura.

O Membro Inferior consiste em metarritmitos formados por camadas decimétricas de quartzitos feldspáticos ou micáceos que variam para metapelitos. É organizado em ciclos que começam com espessura métrica que gradam até ritmitos centimétricos, o que indica que o começo de cada ciclo ocorreu com níveis mais altos de energia que os finais.

Os afloramentos de metarritmitos estão em ambos os flancos do sinclínório. No flanco oeste o acamamento possui direção de *strike* noroeste e mergulho sudoeste, e a direção mais jovem dada por acamamento gradacional é no sentido dos estratos estruturalmente inferiores, o que indica um flanco invertido do sinclínório. O flanco

leste difere apenas na direção mais jovem que é no sentido dos níveis estruturais mais altos, o que sugere um flanco normal.

O Membro Superior consiste em uma sucessão de camadas centimétricas de quartzitos feldspáticos micáceos, de granulometria fina a média, coloração cinza, possui resquícios de sedimentação primária (estratificação cruzada).

O contato da Formação Fazenda Cruzeiro com todas as outras unidades estratigráficas é tectônico.

SEQUÊNCIA SERRA DO CANTAGALO

A Sequência Serra do Cantagalo encontra-se dobrada junto com demais rochas do GBSSR, o que forma um sinclínório. Divide-se em unidades Superior e Inferior. A Unidade Superior começa com espessas camadas de quartzitos, localmente com grânulos de quartzo que aumentam de tamanho em direção ao topo, onde se encontram lentes conglomeráticas. Os quartzitos são brancos, finos e sem estruturas primárias. Os quartzitos conglomeráticos também são brancos, porém mais grossos que o quartzito. Os metaconglomerados possuem seixos de quartzos, metacherts e localmente cloritaxistos imersos em uma matriz de clorita quartzo com pirita.

A Unidade Inferior consiste de quartzitos que variam de sericita-quartzo xistos a quartzo-muscovita xistos. Os quartzitos são brancos, finos e em geral maciços, mas com estruturas primárias, como estratificações plano-paralela e cruzada. Os xistos também são brancos e finos, e gradam para o topo, mais grossos e mais ricos em quartzo.

O contato entre as rochas supracrustais Arqueanas e a Serra do Cantagalo é evidenciado por falha de empurrão, o que leva a concluir que o sinclínório não é Arqueano, mas sim formado após o transporte tectônico da Serra do Cantagalo.

CAPÍTULO 4

4. SENSORIAMENTO REMOTO

O sensoriamento remoto consistiu em análise de imagens de modelo digital de terreno processadas a partir do SRTM e do sensor OLI do satélite Landsat – 8. As imagens foram interpretadas com as técnicas de extração de elementos de relevo e drenagem proposto por Soares e Pio Fiori (1976) e então os perfis do levantamento geofísico terrestre

Os elementos de relevo representam-se pelos lineamentos, que são feições normalmente retilíneas, de estruturas geológicas na superfície, que refletem estruturas como falhas, contatos, juntas, foliações, entre outras feições de subsuperfície. O uso dessa ferramenta em geologia estrutural, hoje, é importante devido ao acesso a esse tipo de imageamento da superfície terrestre, muitas vezes gratuita e com ampla cobertura.

Após a definição dos lineamentos medem-se seus tamanhos. Os diferentes tamanhos possivelmente representam diferentes estruturas. Neste trabalho usaram-se as terminologias de falhas para os lineamentos maiores que 3 km, de fraturas se menores que 3 km e maiores que 1 km, e de foliação se menores que 1 km.

Efetuuou-se a análise dos resultados através de diagramas de rosetas dos lineamentos, que representam a frequência absoluta dos lineamentos a partir de suas direções.

4.1 SRTM

Na elaboração do modelo digital de elevação do terreno (MDT) usaram-se dados do projeto *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM) disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS, 2014). Após a interpolação dos dados, usou-se um filtro direcional com iluminação de 45° para ressaltar o GBSSR (Figura 4.1).

O GBSSR caracteriza-se por um alongamento na direção NW-SW (Figura 4.1). Obteve-se os lineamentos após a aplicação da técnica de extração de elementos de relevo, proposto por Soares e Pio Fiori (1976), na imagem do MDT sombreado (Figura 4.2).

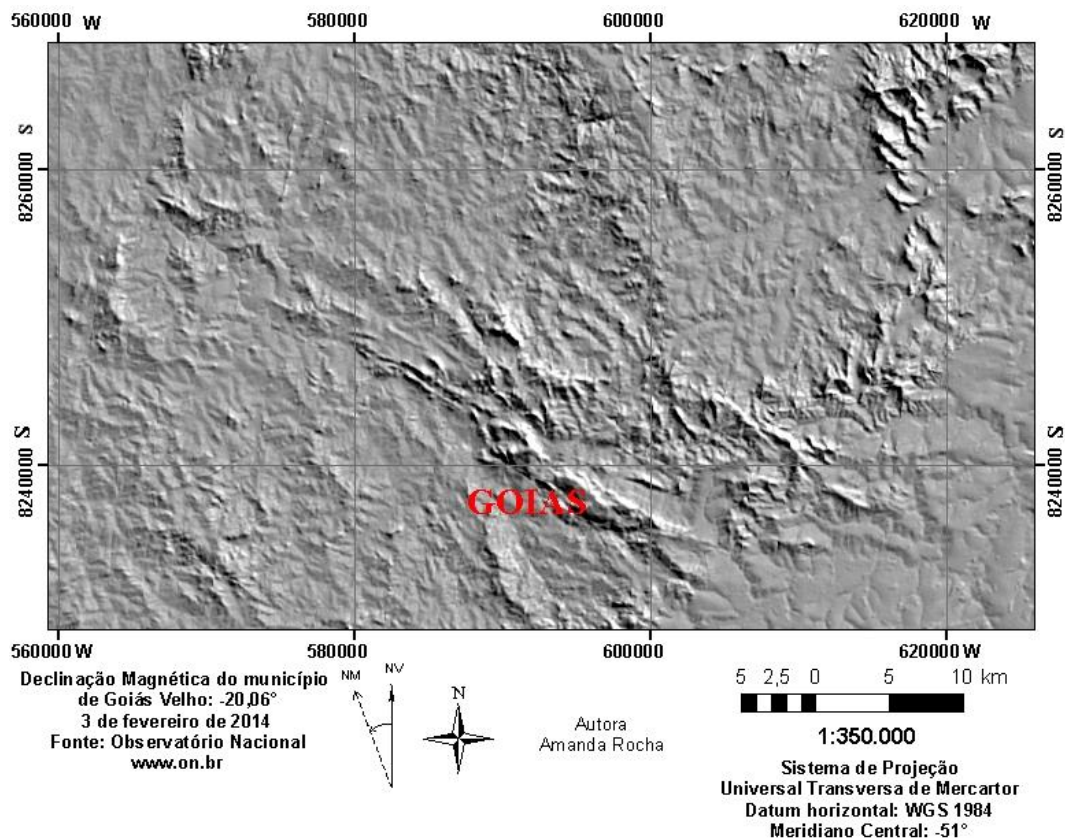


Figura 4.1 – Imagem do Modelo Digital de Terreno da área do GBSSR, elaborada a partir da imagem SRTM com azimuth 45°.

4.2 LANDSAT - 8

No processamento da imagem do LANDSAT-8 usou-se o programa ENVI 5.0, com a licença do IG/UnB. Utilizou-se o método de interpolação cúbica (convolução cúbica) uma vez que se modificam os níveis de radiância e amplificam-se os contrastes de amplitude (Meneses e Almeida, 2012).

O processo de fusão de imagens foi feito em duas etapas. A primeira etapa foi realizar a transformação numérica do espaço de cor de uma imagem RGB para o espaço IHS (*Intensity*-intensidade; *Hue*-matiz *Saturation*-Saturação) com objetivo de aumentar a resolução espacial das imagens multiespectrais. A Figura 4.3 é a imagem IHS com a fusão das bandas 564.

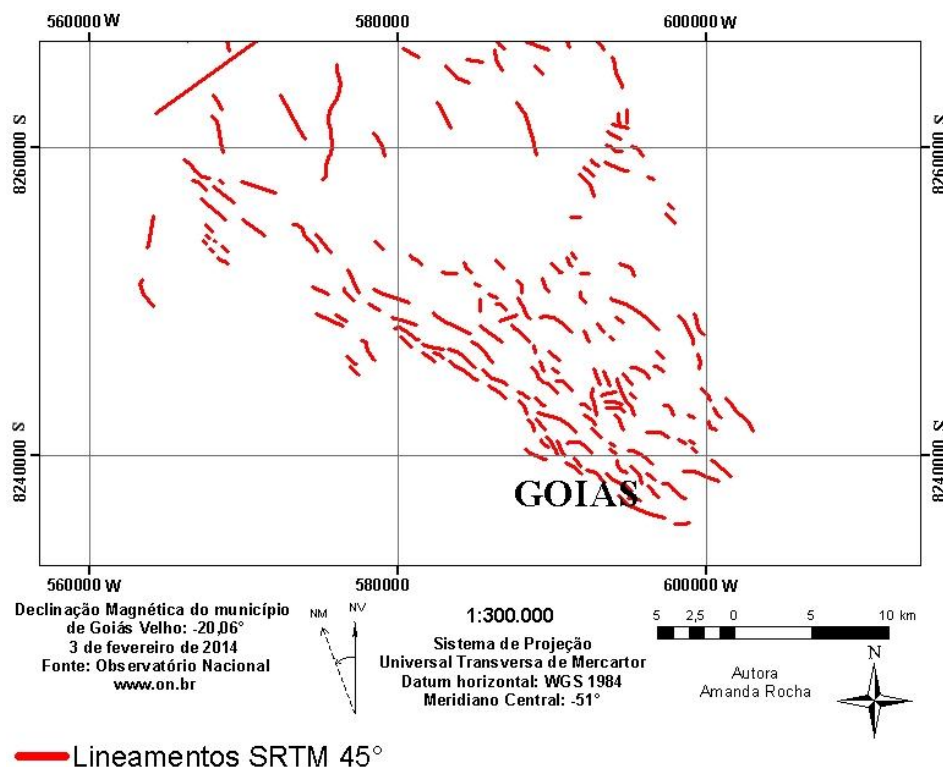


Figura 4.2 – Mapa com os lineamentos obtidos na imagem do MDT sombreado a 45°.

Dessa forma, selecionaram-se para o mosaico RGB as bandas 5, 6, 4, do módulo multiespectral que continham as melhores informações espectrais. Os componentes H e S que guardam a informação espectral das cores são preservados e o componente I é descartado e substituído pela imagem pancromática de alta resolução espacial. A segunda etapa consistiu em reamostrar os componentes H e S para a resolução espacial da banda pancromática, sintetizando uma imagem colorida com resolução espacial de 15 m.

Na banda 5 (comprimento de onda do infravermelho próximo e intervalo espectral de 0,85 a 0,88 μm), a vegetação verde, densa e uniforme reflete e aparece em tons mais claros. Possui também sensibilidade à rugosidade da copa das florestas e a morfologia do terreno, o que permite o estudo da geomorfologia, do solo e da geologia. Feições estruturais e geológicas foram analisadas com maior facilidade. Assim como tornou possível a delimitação da rede de drenagem uma vez que os corpos d'água absorvem bastante energia e aparecem em tons escuros.

A banda 6 (comprimento de onda do infravermelho de ondas curtas e intervalo espectral de e de 1,57 a 1,65 μm), que leva vantagem em relação às bandas 4 e 5 porque os níveis de reflectância são maiores, o que resulta na imagem em tons de cinzas mais claros que são melhores percebidos pelo olho humano. Com essas três bandas o

interprete constrói uma composição colorida, reunindo em uma única imagem toda a informação.

Na banda 4 (comprimento de onda da luz vermelha e intervalo espectral de 0,64 a 0,67 μm), há uma grande absorção pela vegetação verde, densa e uniforme, permitindo um bom contraste entre as áreas com solo exposto, áreas urbanas, estradas e áreas agrícolas (Meneses e Almeida, 2012).

Define-se intensidade (I) como a quantidade de brilho de uma cena, o que é uma medida do albedo refletido das partes iluminadas e sombreadas de todos os alvos presentes na imagem. A intensidade é independente dos atributos saturação e matiz, que são os atributos da cor. Saturação (S) é o grau de diluição de uma cor pura por luz branca, e por isso é também chamada de pureza da cor. A matiz (H) define a cor espectral dominante.

Nesta imagem foram aplicadas as mesmas técnicas de extração de elementos de drenagem e relevo aplicados ao OLI. Assim foram traçados os elementos de relevo (Figura 4.4) e drenagem (Figura 4.5).

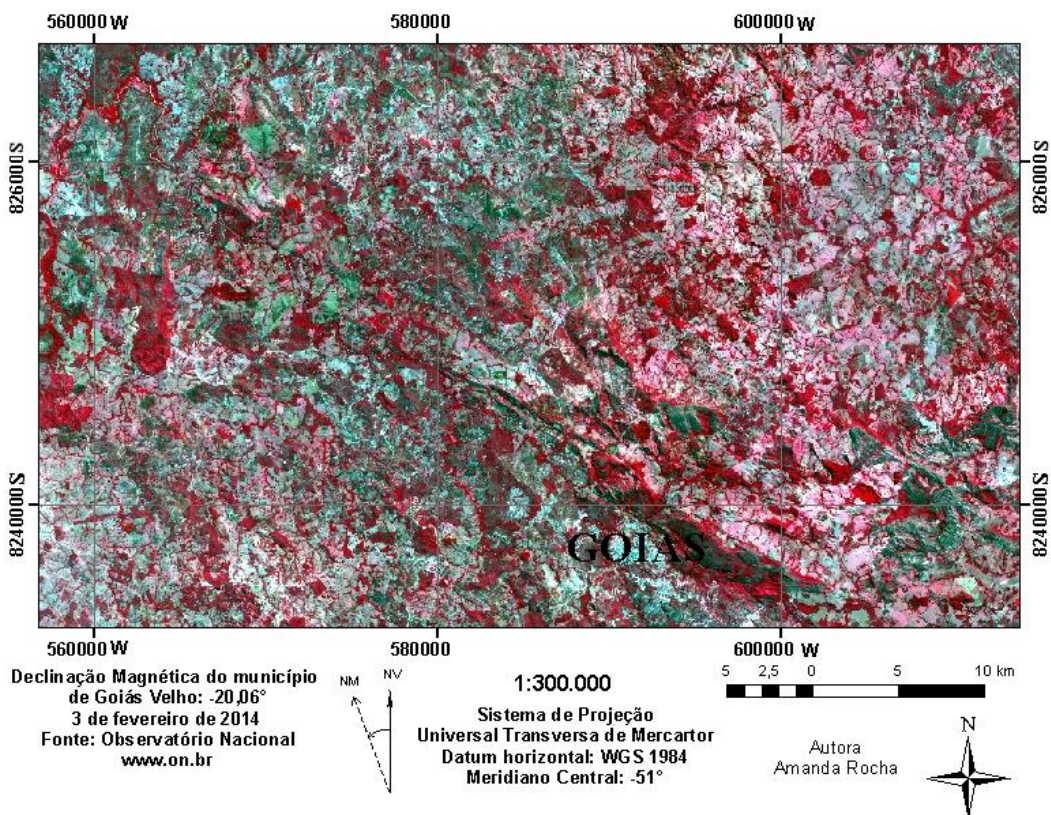


Figura 4.3 – Imagem de Satélite com a fusão das bandas 5, 6 e 4, e IHS.

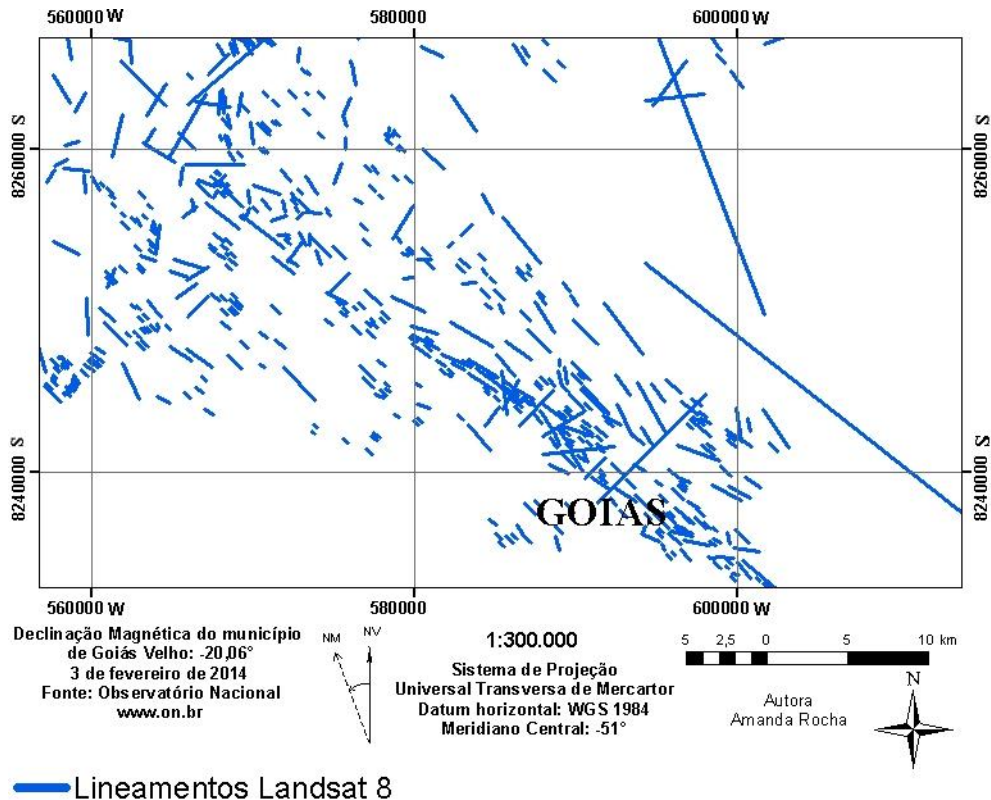


Figura 4.4 – Mapa com os lineamentos identificados na imagem Landsat-8 após a fusão das bandas 5, 6 e 4 e IHS.

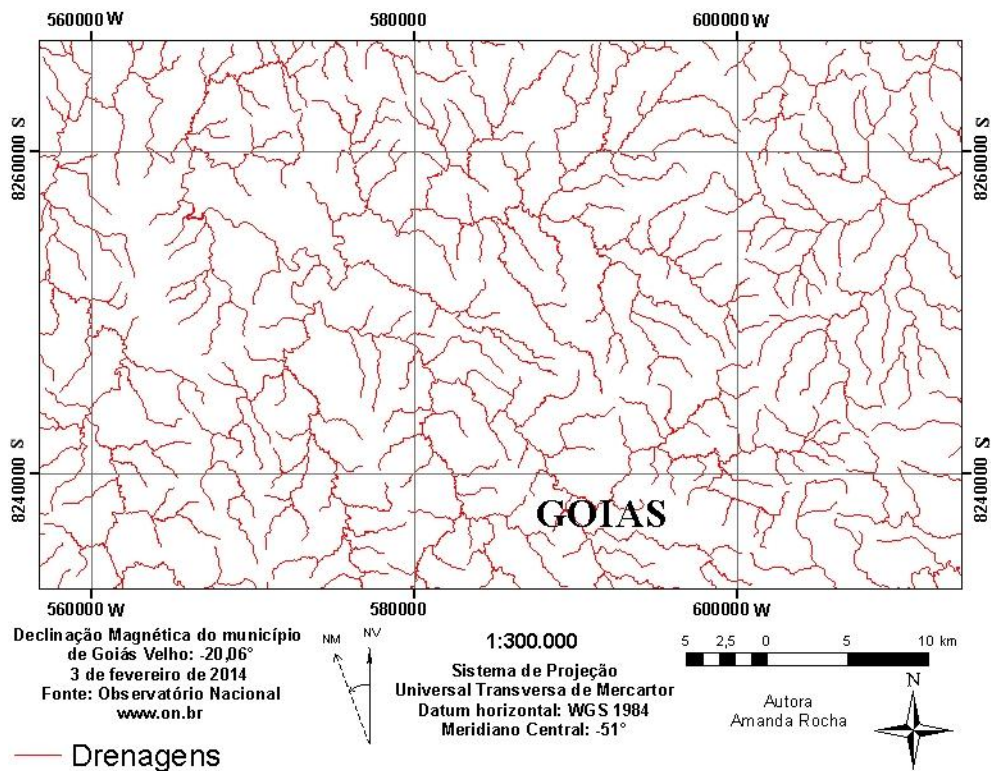


Figura 4.5 – Drenagens extraídas da imagem Landsat-8 após a fusão das bandas 5, 6 e 4 e IHS.

A imagem Landsat foi a mais eficaz para a identificação de lineamentos em função do contraste. Possibilitou a obtenção do maior número de lineamentos e de forma mais espalhada, com grande concentração na área do GBSSR.

4.3 Diagramas de roseta

Os diagramas de roseta permitem um melhor panorama das direções preferenciais dos lineamentos extraídos das imagens, já que representam a frequência absoluta das direções (Figuras 4.6 e 4.7).

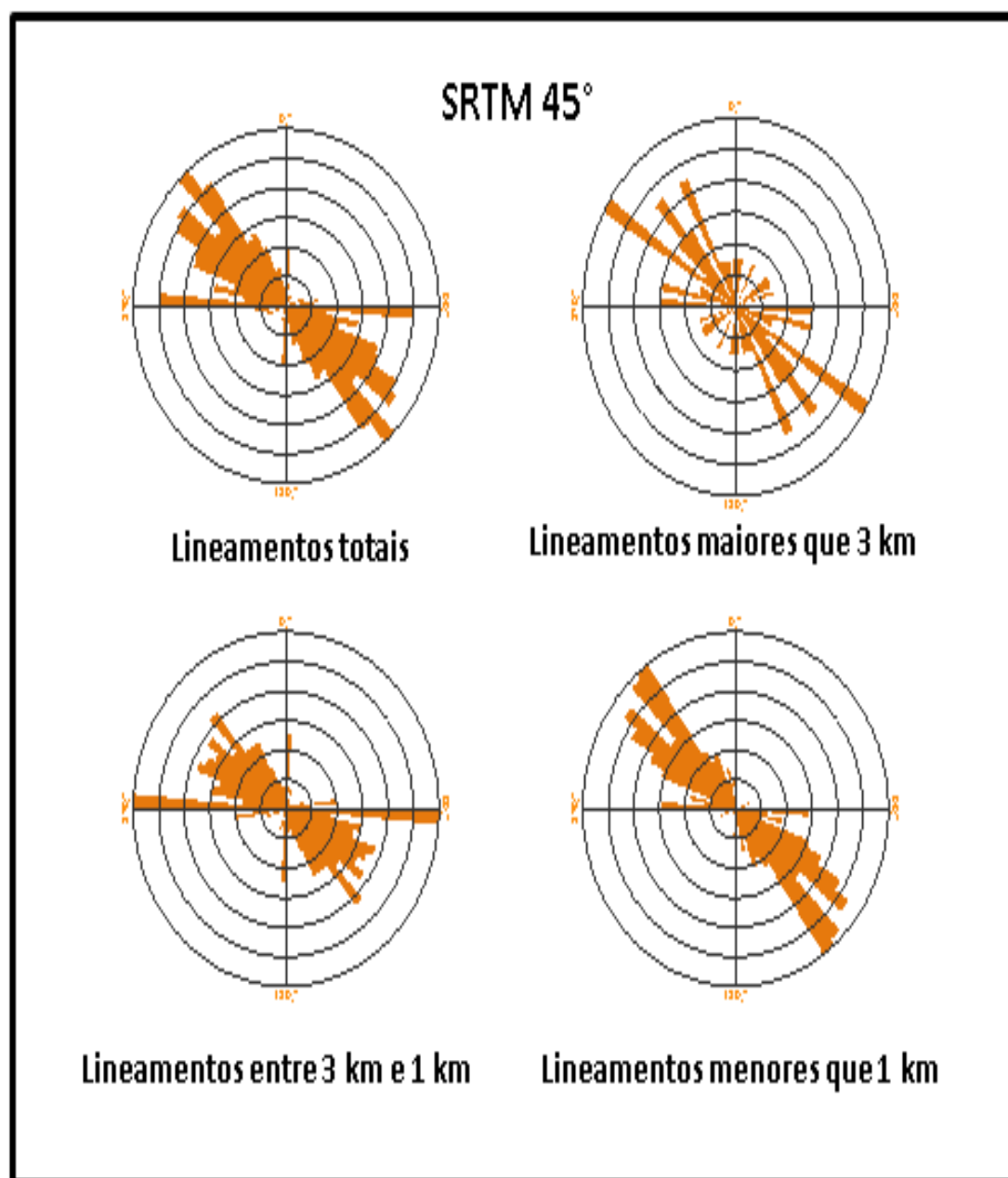


Figura 4.6 – Diagramas de roseta de lineamentos da SRTM 45°.

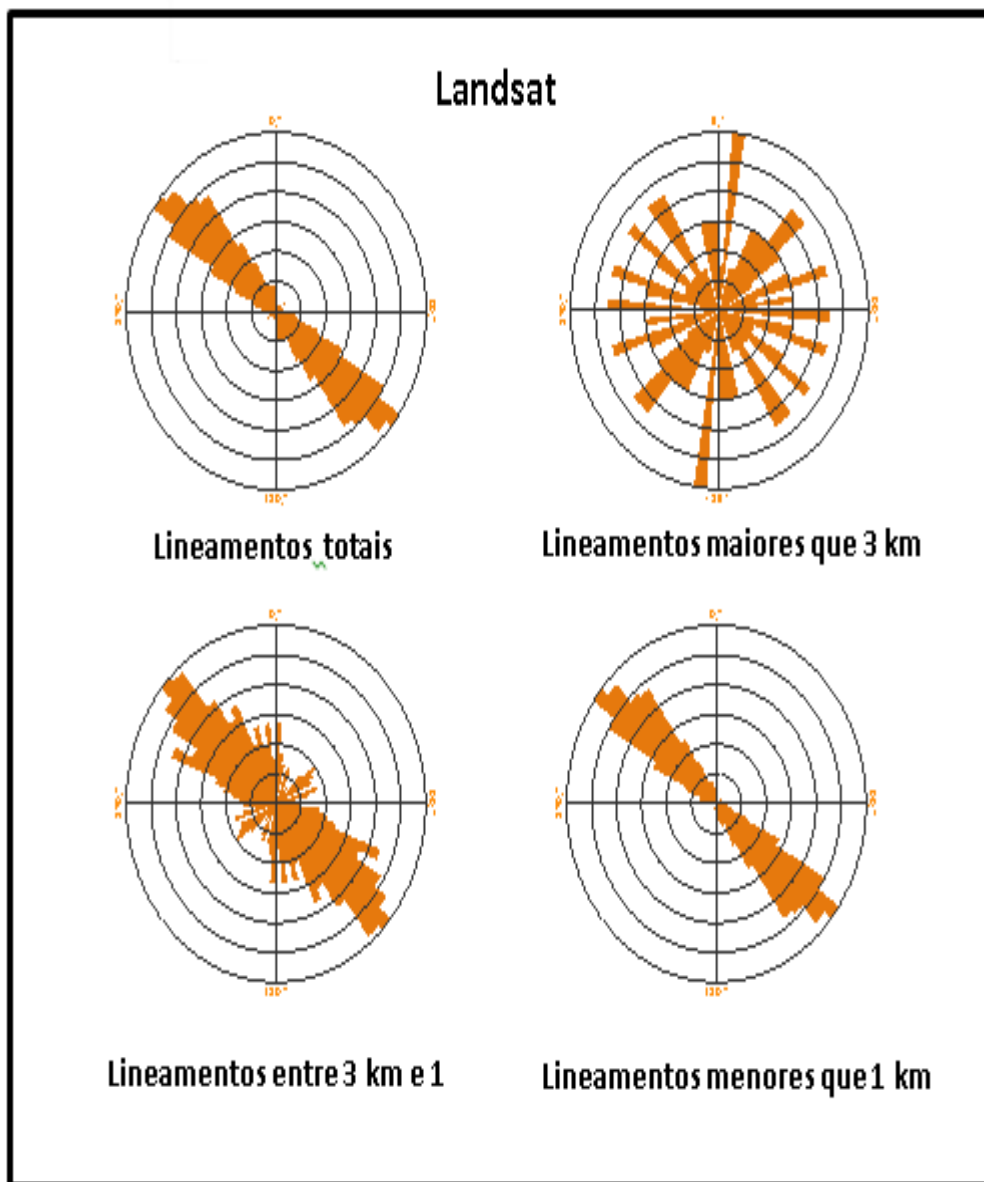


Figura 4.7 – Diagramas de roseta de lineamentos da Landsat-8.

A imagem SRTM 45° e a Landsat apresentam uma boa correlação, com direções preferências NW e leve espalhamento NE.

A SRTM 45° diferencia-se da Landsat por possuir *trend* E-W pronunciado, principalmente nos maiores que 3 km, e entre 3 km e 1 km, representado domínios mais rúpteis.

A Landsat apresenta direção NW muito forte devido ao grande número de lineamentos menores que 1 km, os lineamentos maiores que 3 km apresentam *trend* N-NE e um espalhamento mais forte e são muito menos numerosos. Entre 3 km e 1 km observa-se o *trend* NW.

Assumindo as definições de lineamentos, as estruturas menores representando foliação são numerosas e assumem direção noroeste preferencialmente. As fraturas representadas pelos lineamentos menores que 3 km e maiores que 1 km, estão bem alinhadas em ambas as rosetas, para NW. As falhas, representadas pelas maiores estruturas mostram grande dispersão e pouca relação, com direções NE, NS e NW.

A estrutura de direção NW-SE do GBSSR corrobora com as direções observadas e a concordância das rosetas. O filtro SRTM 45° foi utilizado para ressaltar as estruturas na direção do GBSSR. A escolha se deu pela baixa perda na geração dos dados de lineamentos, pois a maior parte das estruturas concentra-se nessa direção.

Por fim, é importante ressaltar que as estruturas perpendiculares ao GBSSR, interpretadas aqui como falhas maiores que 3 km, não podem ser visualizadas na imagem SRTM, devido à própria limitação do método, por isso esta é sempre correlacionada à outra imagem, no caso com a Landsat-8 OLI, para evitar tanto a superestimação como a subestimação dos lineamentos.

CAPÍTULO 5

5. GEOFÍSICA AÉREA

Neste trabalho usaram-se duas bases de dados aerogeofísicos de magnetometria e de gamaespectometria obtidas na região: o Projeto Geofísico Brasil Canadá (PGBC) cedido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e o Projeto Troy cedido para empresa Orinoco do Brasil e Exploração Ltda.

Os dados do PGBC possuem baixa resolução para a área do trabalho, visto que o espaçamento entre as linhas de voo da aeronave foi de 2 km. A altura da aeronave foi de aproximadamente 150m com tolerância de $\pm 10\%$ (topografia suave) e de $\pm 50\%$ (em regiões acidentadas), e os perfis com direção norte-sul (DNPM, 1981).

Os dados aerogeofísicos cedidos em formato geotiff pela Orinoco, possuem alta resolução com espaçamento de linhas de voo de 200 m, voo perpendicular à estruturação NW do GBSSR, ou seja, na direção NE e altura de 100 metros.

5.1 PROCESSAMENTO DOS DADOS

A primeira abordagem do processamento dos dados incluiu a avaliação da presença de inconsistências, tais como o efeito pepita e picos destituídos de significado local, e da distribuição espacial das linhas de voo. Dados relativos a inconsistências maiores foram excluídos e o padrão geral das linhas de voo ofereceu problemas significativos.

Na interpolação dos dados aéreos usou-se o método bidirecional e o da mínima curvatura. Para o levantamento dos dados aeromagnéticos da empresa Troy, cedidos pela empresa Orinoco, a gridagem bidirecional consistiu de células de 50m. Usou-se um tamanho de célula de 500m para os dados do PGBC, respeitando-se assim, a frequência de amostragem de Nyquist, uma vez que o maior espaçamento entre as linhas de vôo é

de 2000m. Para o método da aeromagnetometria a interpolação bidirecional manteve as altas frequências e conseguiu suavizar a forte tendência na direção das linhas de vôo causada devido à superamostragem nesta direção em relação ao espaçamento das linhas. Para o método da aerogamaespectrometria, o método de interpolação por curvatura mínima foi mais eficaz, uma vez que a amostragem dos dados na direção da linha de vôo é menor que nos dados de magnetometria aérea.

O método de interpolação bidirecional é ideal para dados orientados em linhas, por que tende a ressaltar as tendências perpendiculares à direção das linhas do levantamento. O processo é conduzido em duas etapas: primeiro cada linha é interpolada ao longo da direção original do levantamento para fornecer valores nas interseções da linha da malha com a linha observada. Os pontos de interseção de cada linha são, então, interpolados numa direção transversal para produzir cada ponto necessário da malha.

O método de interpolação por mínima curvatura usa um procedimento iterativo, onde pesos são adaptados de tal modo que a curvatura da superfície é suavizada de acordo com condições formuladas por Briggs (1974). Usa splines-bidimensionais para ajustar os dados das linhas de voo para uma malha regular. Um raio de busca é especificado para definir a distância em torno de um nó, onde amostras nas linhas de voo são incluídas na interpolação. Como no caso da interpolação por média variável, uma função com o inverso da distância é usada para computar a média (com ponderação de distância) dos pontos ao redor dos nós da malha.

O nivelamento convencional dos dados aéreos com o emprego de linhas de voo transversais às de medida, sempre resulta em algumas imperfeições na representação espacial dos dados. Para amenizar tais problemas usou-se o método de micronivelamento proposto por Minty (1991), com algoritmo de rotina de processamento desenvolvido por Blum (1999):

- i) aplicar um filtro passa-alta (PA) nos dados interpolados (malha A), com direção perpendicular a linha de vôo e gravar o resultado em uma malha B;
- ii) aplicar um filtro passa-baixa (PB) na malha B na direção da linha de vôo e gravar uma malha C;
- iii) a malha resultante com os dados micronivelados, é obtida subtraindo-se a malha A da malha C.

5.1.1 Magnetometria

As rochas se magnetizam de acordo com a sua susceptibilidade magnética, que depende da quantidade, do tamanho dos grãos e do modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes, que se classificam de acordo com o seu comportamento quando submetidos a um campo externo em: diamagnéticos, paramagnéticos, ferromagnéticos, antiferromagnéticos e ferrimagnéticos.

Os minerais diamagnéticos como anidrita, feldspato, grafita e quartzo, são repelidos, ou seja, adquirem magnetização de intensidade fraca e sentido contrário ao do campo, o que resulta em uma susceptibilidade negativa.

Os minerais paramagnéticos como os condutores metálicos, biotita, piroxênio, olivina, dolomita, sienito e gnaiss são atraídos, contudo a magnetização é fraca (devido à baixa susceptibilidade), e o seu sentido igual ao do campo, o que produz uma susceptibilidade positiva.

Os minerais ferromagnéticos são representados por elementos como ferro, cobalto e níquel, uma vez que estes têm uma forte interação magnética entre os átomos que os constituem e apresentam magnetização espontânea. A razão disso é que os minerais ferromagnéticos são subdivididos em domínios, cujos momentos são orientados em direções diferentes, como resultado de um processo de minimização de energia dentro e fora do material (Gouvêa e Silva, 1995). Neste caso, todos os domínios magnéticos do material alinham-se e então se associam aos maiores valores de atração, o que resulta em uma susceptibilidade magnética elevada e positiva. O ferromagnetismo é 106 vezes mais forte que o diamagnetismo e o paramagnetismo.

Os minerais antiferromagnéticos como a hematita, possuem subdomínios magnéticos alinhados na direção oposta, e momento magnético nulo, o que torna a susceptibilidade magnética consideravelmente baixa.

Em minerais chamados de ferrimagnéticos os subdomínios se alinham na direção oposta, porém o momento magnético não é zero, seja porque os subdomínios possuem um alinhamento magnético positivo mais forte, ou porque a quantidade de subdomínios positivos é maior que os negativos. Dentre os minerais ferrimagnéticos, apenas alguns têm susceptibilidade magnética suficientemente elevada para produzirem anomalias detectáveis nos trabalhos de prospecção. Esses minerais são a magnetita, a pirrotita, a ilmenita, a franklinita e a maghemita (hematita- γ). Devido à sua abundância,

os três primeiros são os que mais contribuem para a magnetização das rochas (Gouvêa e Silva, 1995).

As chamadas anomalias magnéticas são distúrbios no campo magnético normal da Terra causado por fontes que se encontram na crosta terrestre. Tais anomalias resultam da soma dos vetores do campo magnético produzido por dois processos (Gunn, 1998), a indução magnética e a magnetização remanente natural.

A indução magnética é produto da interação do campo magnético da Terra com os minerais magnéticos das rochas, o que gera um momento magnético. Possui a mesma direção do campo magnético terrestre e é diretamente proporcional à susceptibilidade magnética do material.

A ação de processos termais, químicos e físicos sobre os materiais desenvolve alinhamentos permanentes do magnetismo nos grãos minerais. Esta magnetização, conhecida como magnetização remanente natural, independe da direção do campo magnético terrestre e difere significativamente em magnitude e direção do momento magnético induzido.

No processo de formação de rochas ígneas, a magnetização termo remanente é a mais importante. Esse tipo de magnetização remanescente desenvolve-se a partir do resfriamento dos materiais geológicos abaixo da temperatura de Curie, na presença do campo magnético terrestre da época.

A aquisição geofísica de magnetometria consiste na leitura do campo magnético total da Terra medido pelo magnetômetro. Após registrados, os dados são filtrados a fim de realizar as correções necessárias ao método, eliminar os erros associados ao levantamento e a remoção de ruídos aleatórios.

O fluxograma de processamento dos dados magnético do PGBC (Figura 5.1) e da TROY (Figura 5.2), consistiu na obtenção do campo magnético anômalo (nT), assim como das derivadas nas três direções x, y e z e ainda os mapas de amplitude do sinal analítico, inclinação do sinal analítico e amplitude do gradiente horizontal total.

O campo magnético anômalo é obtido através da correção da variação diurna e do IGRF no campo magnético total medido. A imagem produto é composta por anomalias dipolares que variam a intensidade de susceptibilidade magnética de acordo com a litologia e estrutura *in loco*. As figuras 5.3 e 5.4 apresentam os campo magnéticos anômalos obtidos do aerolevantamento do PGBC e da empresa TROY.

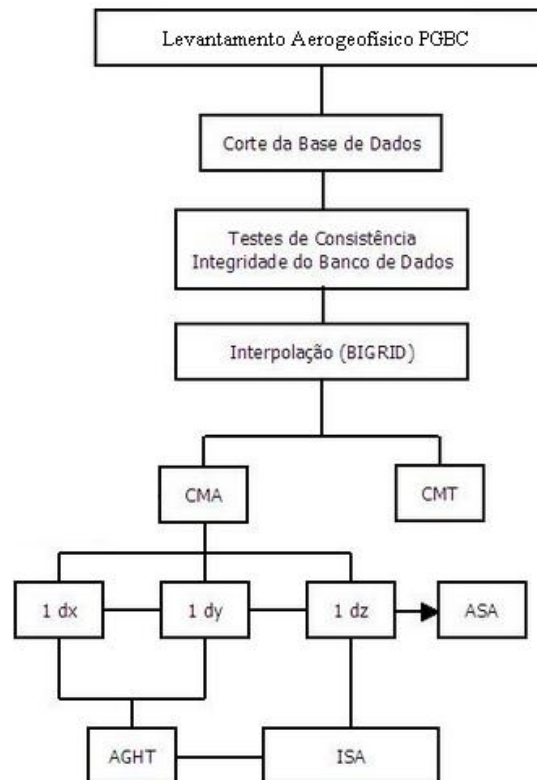


Figura 5.1 – Fluxograma do processamento dos dados magnéticos do PGBC.

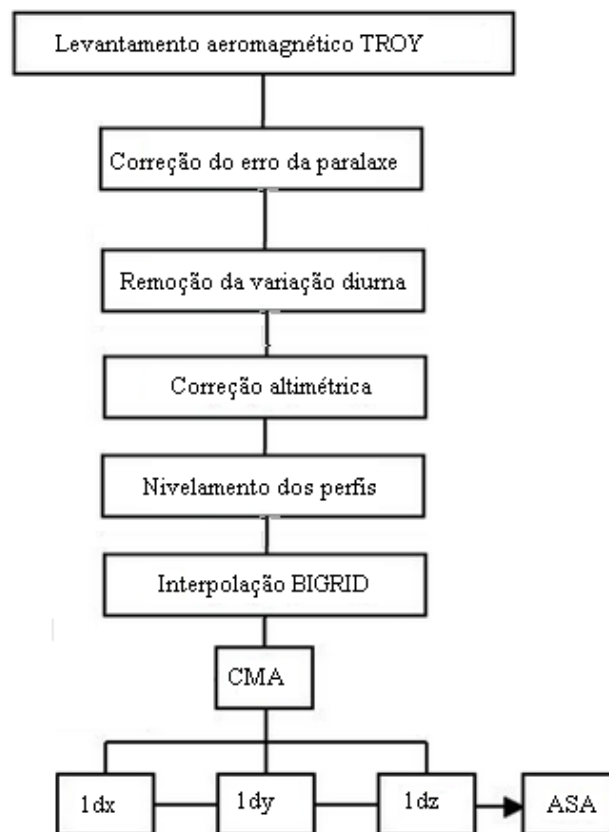


Figura 5.2 – Fluxograma do processamento dos dados magnéticos da TROY.

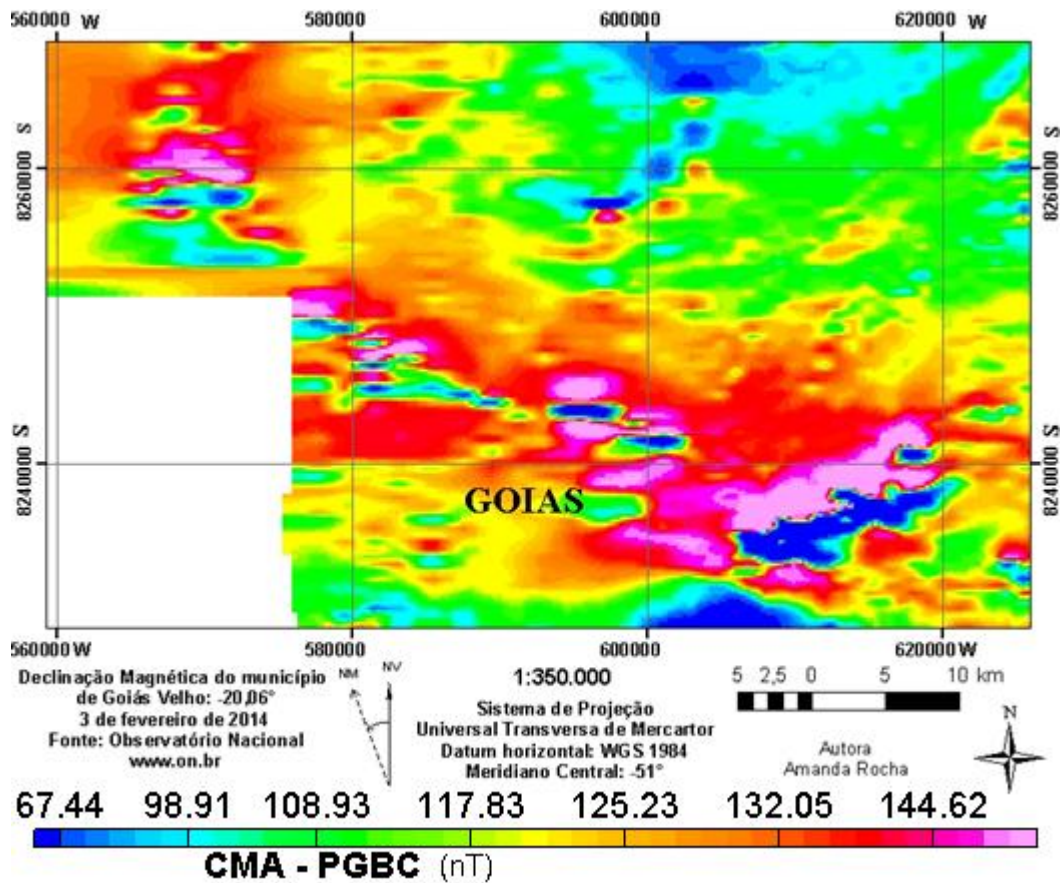


Figura 5.3 – Campo magnético anômalo - PGBC.

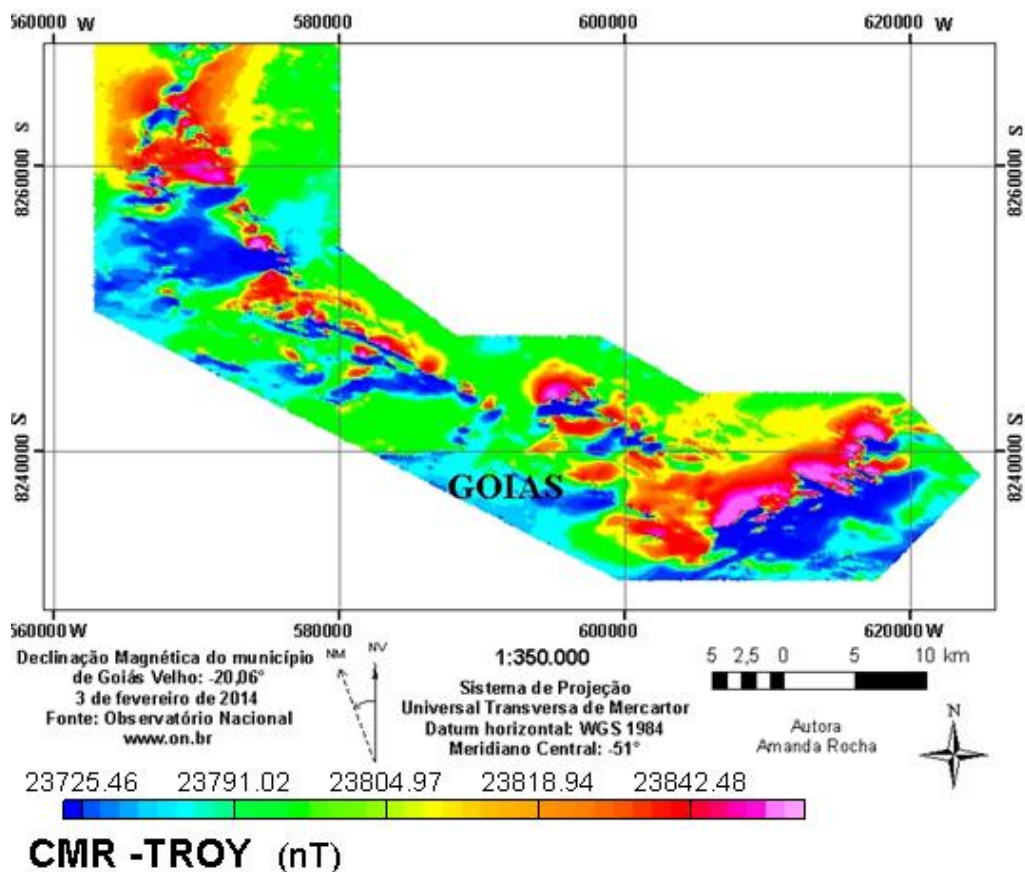


Figura 5.4 – Campo magnético anômalo - Troy.

O produto da primeira derivada vertical é fisicamente equivalente a medir o campo magnético simultaneamente em dois pontos verticalmente alinhados, subtraindo os mesmos e dividindo o resultado pela separação vertical entre eles (Milligan & Gunn, 1997). Consiste em estimar a taxa de variação do campo magnético anômalo à medida que este se aproxima da fonte causadora da anomalia (Blakely, 1996), enfatizando assim, as anomalias mais rasas, como contatos e estruturas.

Valores altos de variação do campo magnético ao longo das direções x e y podem ser indícios de contrastes nas propriedades físicas do meio, uma vez que estas derivadas tendem a localizar os picos de anomalias nos limites dos grandes corpos magnéticos e o destacamento das altas frequências tende a tornar estes limites mais acurados. Enquanto que as derivadas verticais fornecem indícios destas variações em subsuperfície, sendo utilizada com o intuito de ressaltar as feições estruturais.

Como pode ser observado na figura 5.5, o produto da primeira derivada vertical apresenta anomalia acentuada na direção NW-SE que coincide com a direção da estrutura *greenstone* Serra de Santa Rita mapeada. É possível observar ainda algumas feições com direção NE/SW que segmentam o *greenstone* Serra de Santa Rita justaposto ao *greenstone* de Faina por falha direcional N30°E. Também fica evidente a visualização do contato tectônico do *greenstone* com os complexos de ortognaisses encaixantes.

A partir dos dados de derivadas direcionais foi possível a obtenção da Amplitude do Sinal Analítico (ASA – Figura 5.7 e 5.8), dada através da fórmula abaixo:

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{d\vec{H}}{dx}\right)^2 + \left(\frac{d\vec{H}}{dy}\right)^2 + \left(\frac{d\vec{H}}{dz}\right)^2} \quad (\text{Equação 5.1})$$

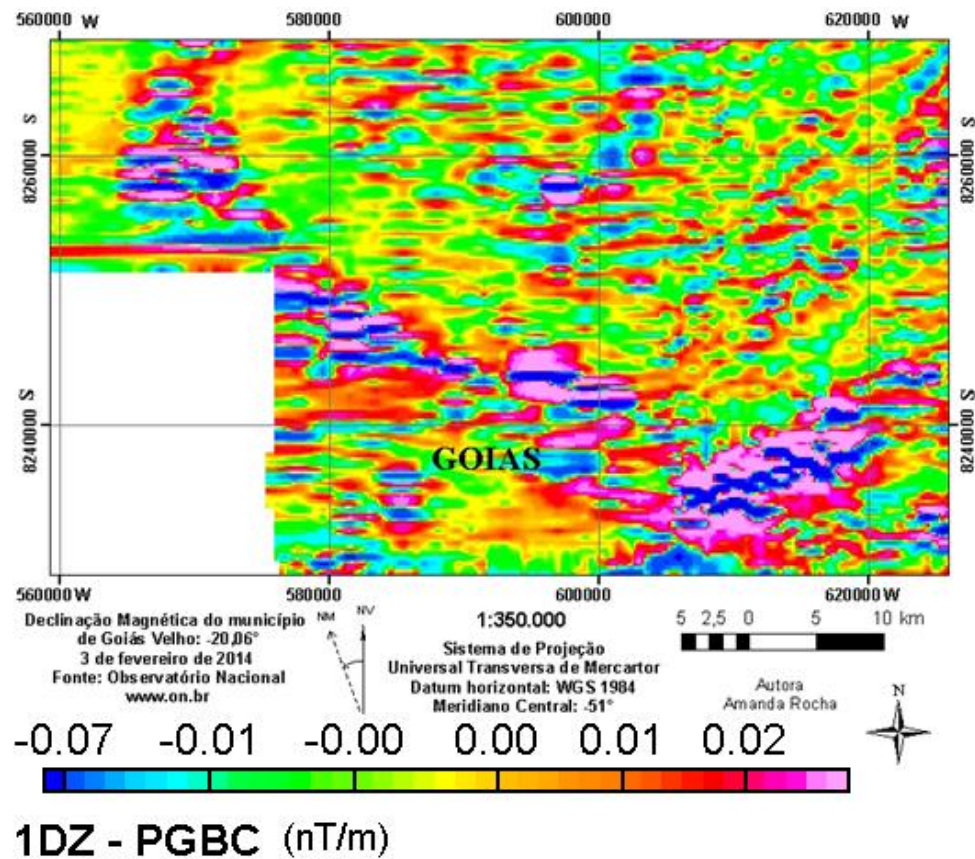


Figura 5.5 – Primeira derivada vertical - PGBC.

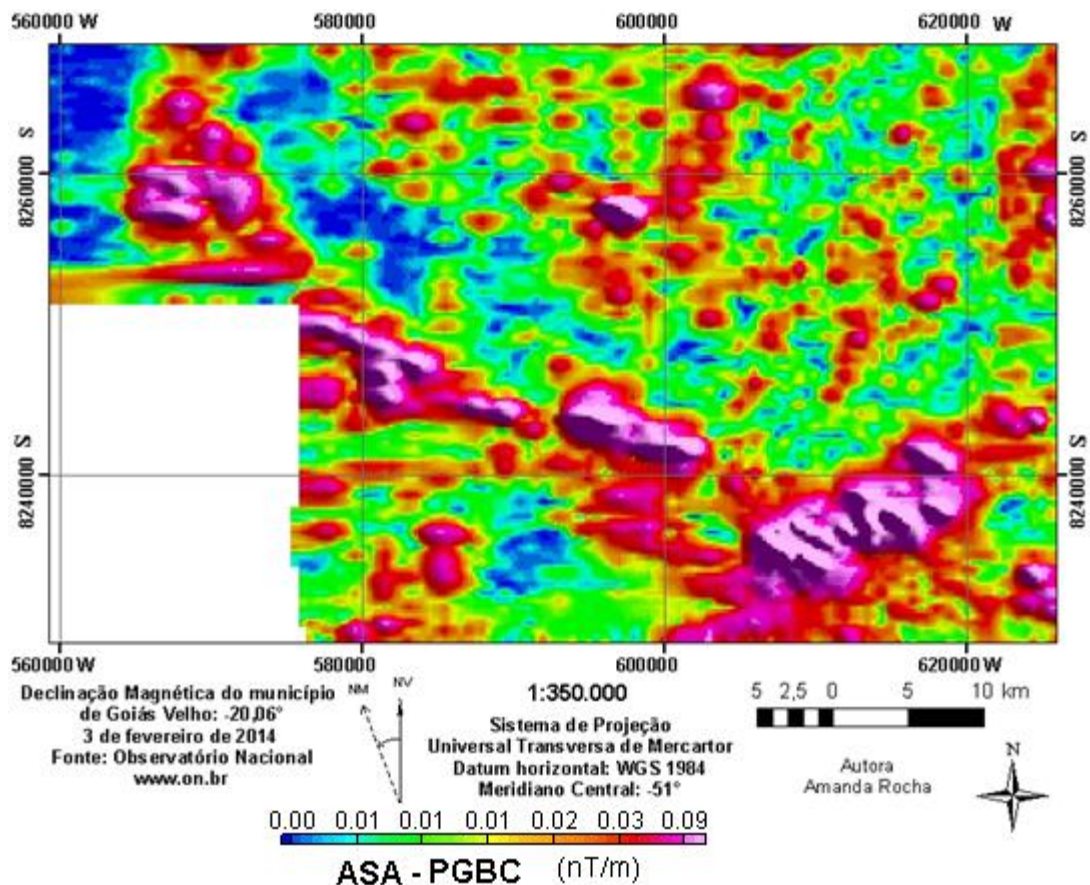


Figura 5.6 – Amplitude do sinal analítico - PGBC.

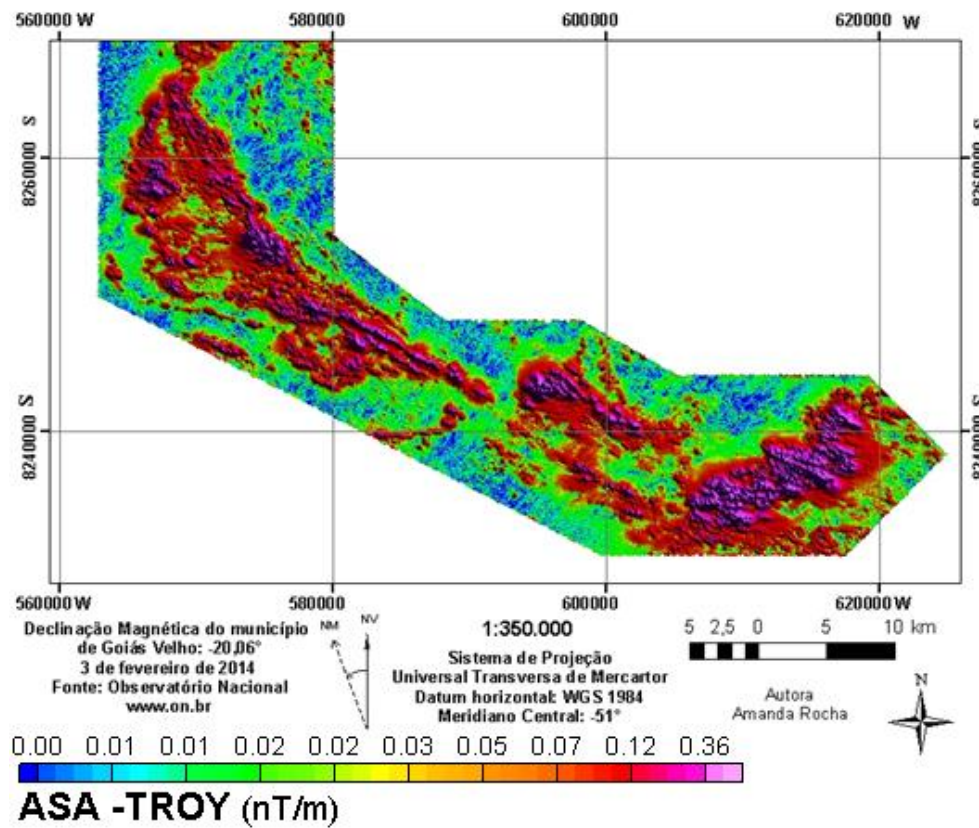


Figura 5.7 – Amplitude do sinal analítico - TROY.

A Amplitude do Sinal Analítico produz assinaturas sobre as fontes das anomalias realçando as bordas em corpos mais largos e o centro em corpos mais estreitos (Silva, 2007). A técnica se caracteriza por realizar um processo de localizar contatos magnéticos e suas profundidades.

A vantagem desta operação é que a determinação destes parâmetros com base neste produto não é afetada por magnetização remanescente (e.g. Telford *et al.*, 1990).

É possível observar nas figuras 5.6 e 5.7 a delimitação da estrutura do *greenstone* em riqueza de detalhes. A região é caracterizada por um alto magnético com anomalias de baixa intensidade nas bordas.

Outra ferramenta que utiliza uma propriedade do sinal analítico para o estabelecimento de feições é a Inclinação do Sinal Analítico (ISA). Os valores de inclinação de sinal analítico são obtidos através da seguinte fórmula:

$$ISA = \tan^{-1} \frac{\frac{d\vec{H}}{dz}}{\sqrt{\left(\frac{d\vec{H}}{dx}\right)^2 + \left(\frac{d\vec{H}}{dy}\right)^2}} \quad (\text{Equação 5.2})$$

A principal função desta técnica consiste em realizar a estimativa do mergulho e do contraste de susceptibilidade das fontes causadoras de anomalias. Permitindo também o traçado de direções estruturais, como lineamentos, mergulhos e bordas de corpos anômalos.

A Inclinação da Fase do Sinal Analítico tem-se mostrado eficiente no mapeamento das feições lineares do relevo magnético (comumente relacionáveis às feições texturais/estruturais dos materiais geológicos subjacentes) e, pelo seu arranjo espacial e textura relativa, na delimitação das diversas unidades magnéticas, feições, por vezes não muito aparentes na amplitude do sinal analítico.

Com o produto da Inclinação do Sinal Analítico (Figura 5.8) e com auxílio dos outros produtos apresentados e descritos neste capítulo, foi possível traçar lineamentos magnéticos segundo suas orientações azimutais e lineamentos compartimentadores.

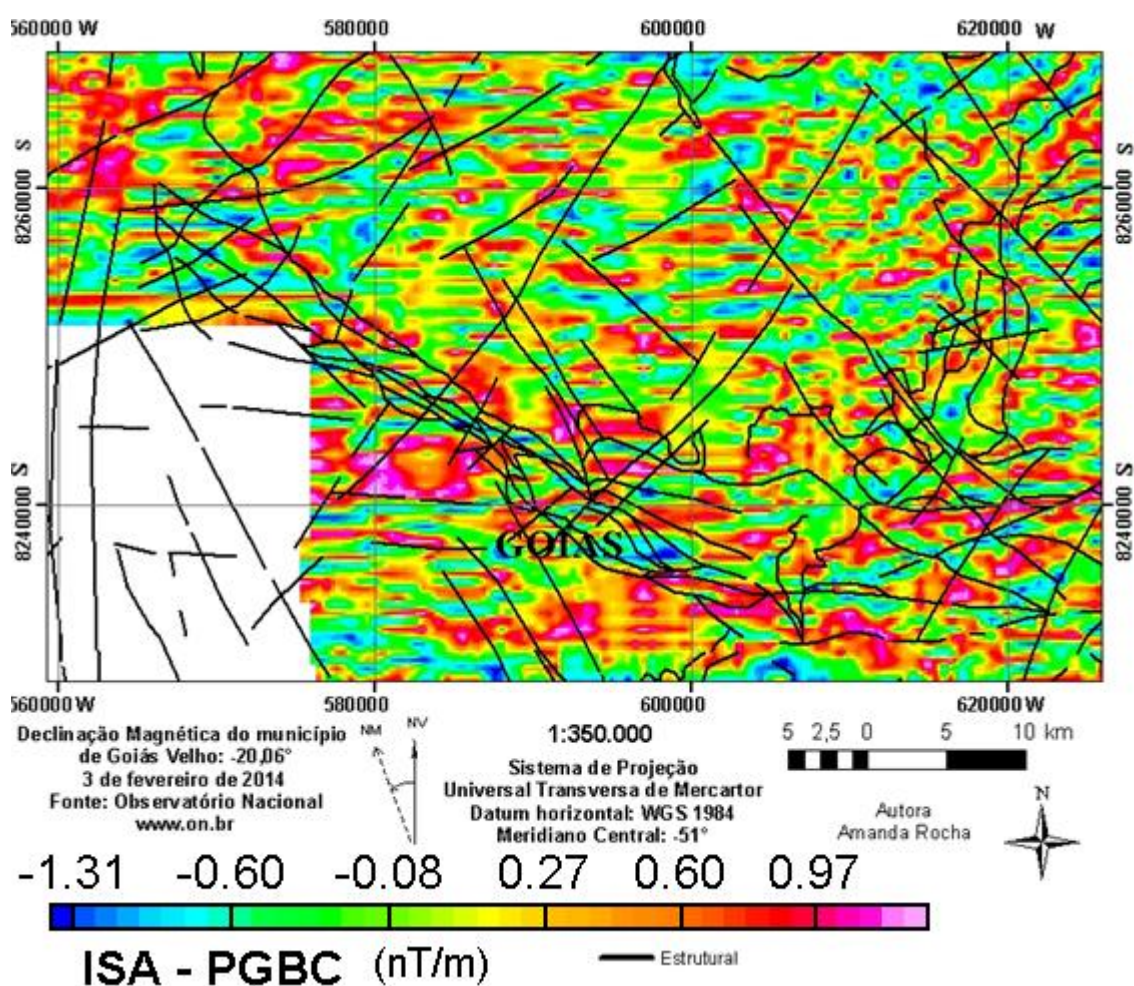


Figura 5.8 – Inclinação do sinal analítico - PGBC.

GAMASPECTROMETRIA

O levantamento gamaespectrométrico é uma aplicação promissora, sendo amplamente usado para o mapeamento geológico regional e a prospecção mineral.

A radioatividade é um fenômeno natural, no qual ocorre desintegração espontânea de alguns isótopos, mediante a emissão de partículas alfa (α), beta (β) e radiação eletromagnética gama (γ) até atingirem uma condição estável. O método gamaespectrométrico consiste na medição da radiação gama, a mais penetrante das radiações naturais, chegando a atingir os primeiros 30cm de profundidade do solo/rocha.

Devido à penetração superficial, este método se relaciona com a mineralogia e a química das rochas originais e com o tipo de intemperismo atuante sobre estes minerais (Wilford *et al.*, 1997), sendo necessário um bom entendimento da dinâmica superficial da área.

Apesar de existirem muitos elementos que ocorrem naturalmente e possuem isótopos radioativos, apenas a desintegração do potássio 40 (^{40}K), urânio 238 (^{238}U) e tório 232 (^{232}Th), possuem energia e abundância suficiente para serem medidos pelos gamaespectrômetros.

O ^{40}K decai para ^{40}Ar com a emissão de raios gama de 1,46 MeV de energia. O ^{238}U decai para ^{206}Pb com energia de 1,76 MeV. O ^{232}Th decai para ^{208}Pb com energia de 2,615 MeV. A gamespectrometria objetiva-se em monitorar três janelas espectrais centradas nestes picos de energia destes elementos resultantes do decaimento. A estimativa de K total é direta e os resultados são relatados em % K. Contudo, as concentrações de U e Th são medidas mais complexas por não emitem raios gama, baseiam-se em estimativas da suposição de equilíbrio de seus isótopos-filho radioativos.

Um processo de calibração permite que a quantidade da radiação, medida em cintilações por segundo (cps), seja expressa em percentagem (caso do K), ou ppm (caso do U e Th) (Hansen, 1975).

A abundância crustal possui em média 2 a 2,5% de potássio, 2 a 3 ppm de urânio e 8 a 12 ppm de tório. Tanto o Th como o U têm suas concentrações elevadas quando o conteúdo de K e sílica é maior, isto é, rochas ácidas tem uma concentração de radioelementos maior que nas rochas básicas e ultrabásicas (Dickson & Scott, 1997) normais. Entretanto, para rochas fortemente alcalinas estas relações podem não ser tão claras.

Devido ao intemperismo os radioelementos presentes nas rochas podem ser transportados. O intemperismo físico consiste na mobilização mecânica dos minerais portadores dos radioelementos “*in natura*” durante a erosão e ciclo sedimentar. O intemperismo químico depende primordialmente da acidez e salinidade da água, desde que sejam suficiente para remover e reprecipitar os radioelementos. Os produtos formados nos dois processos têm propriedades radiométricas distintas (Gunn, 1998).

Com o intemperismo os minerais hospedeiros do potássio são destruídos pela lixiviação, sendo incorporados por minerais de argila formados no processo. O urânio possui grande mobilidade em condições de oxidação a baixa temperatura, assim, em ambientes com o intemperismo químico espera-se rochas formadas com uma resposta de assinatura específica de K e Th. Contudo, em soluções ácidas pode ocorrer absorção do urânio por argilas e precipitação em associação com óxidos de Fe e carbonatos, observa-se um aumento da concentração do elemento nos locais de deposição do material transportado. O tório que for liberado durante o intemperismo pode acumular em argilas e em óxidos de Fe ou Ti in situ ou no local de deposição (Dickson & Scott 1997).

A partir das malhas de curvatura mínima foram geradas imagens digitais com emprego de técnicas de composição em falsa cor em padrão RGB. O fluxograma do processamentos dos dados do PGBC e do levantamento da empresa TROY (dados cedidos pela empresa Orinoco) estão representados nas figuras 5.9 e 5.10 respectivamente. As imagens com produtos dos respectivos canais e imagens ternárias apresentam-se figuras 5.11 a 5.20.

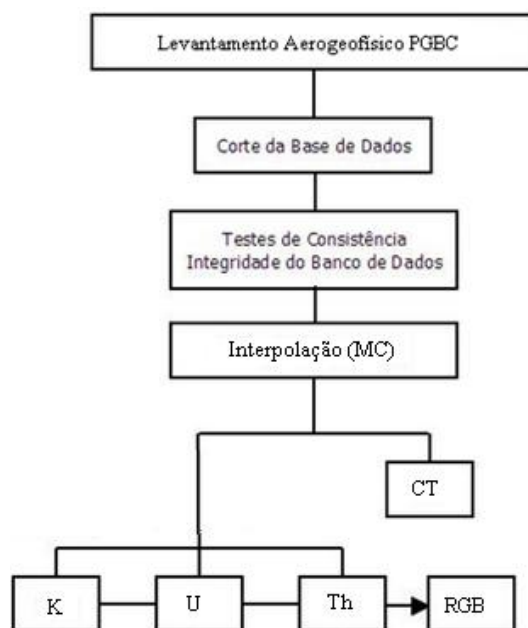


Figura 5.9 - Fluxograma do processamento dos dados para obtenção das imagens utilizadas na interpretação dos dados - PGBC.

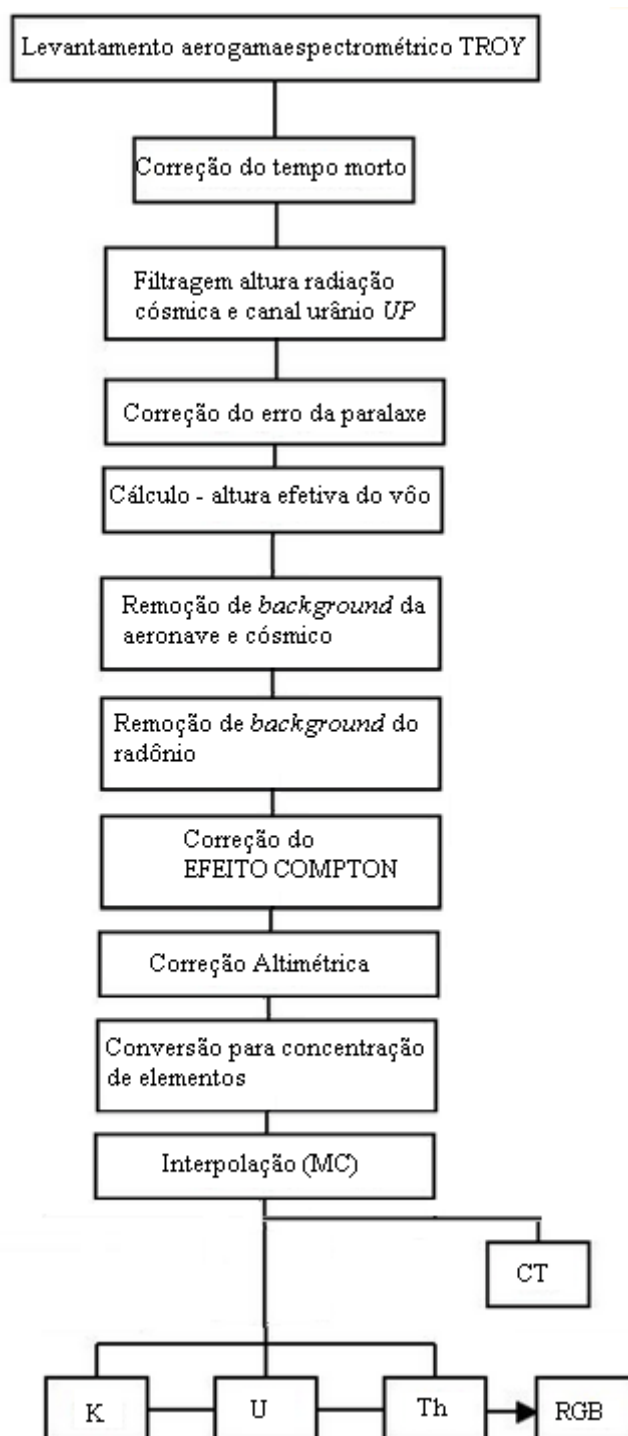


Figura 5.10 - Fluxograma do processamento dos dados para obtenção das imagens utilizadas na interpretação dos dados - TROY.

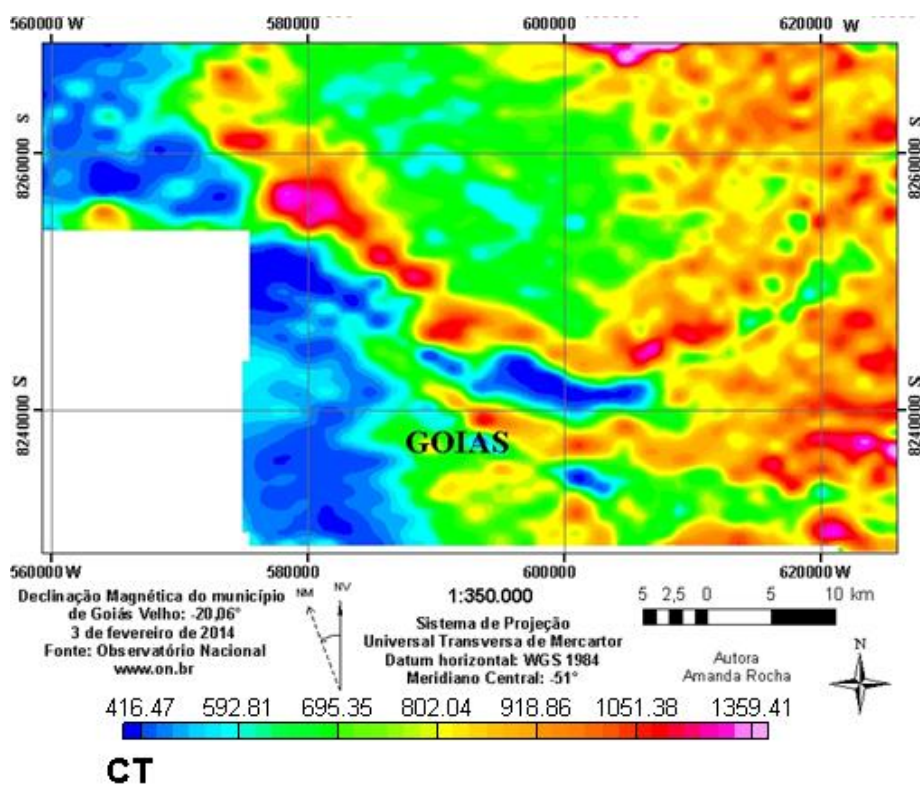


Figura 5.11 – Contagem Total - PGBC.

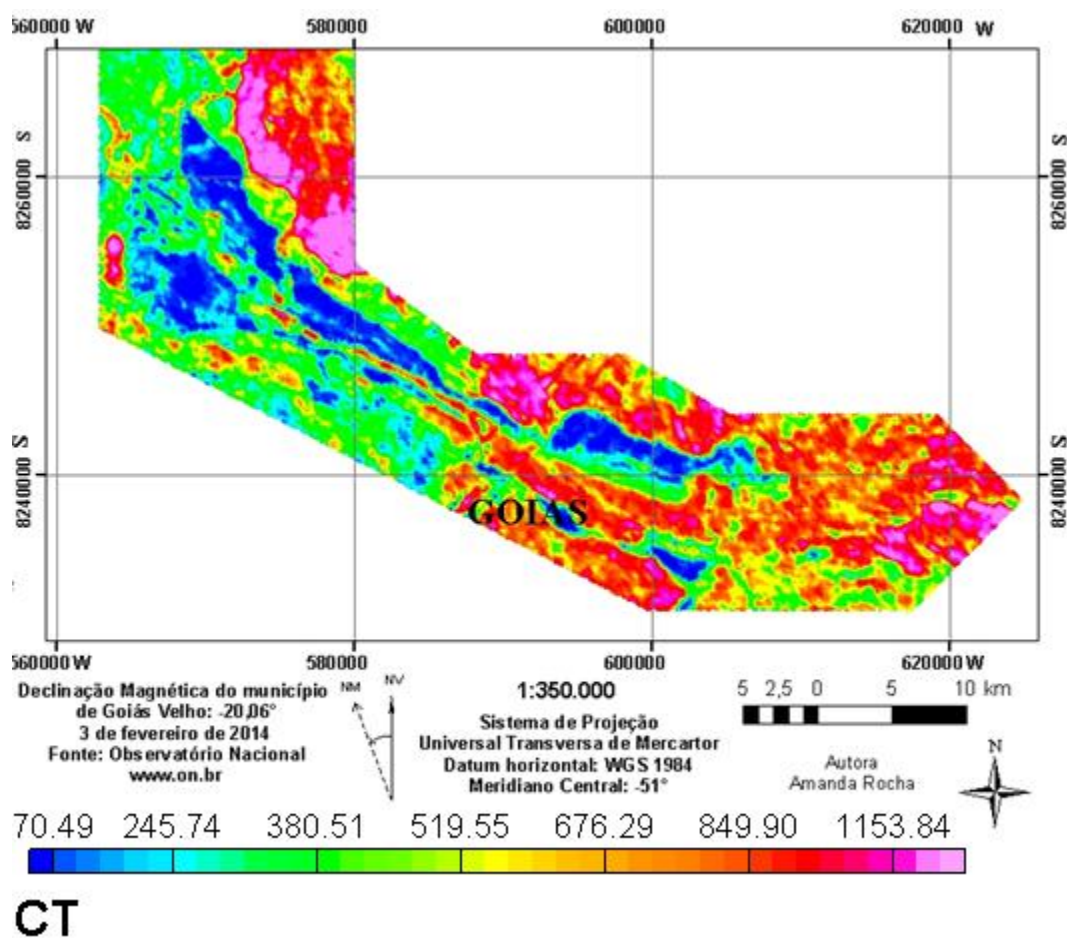


Figura 5.12 – Contagem Total - TROY.

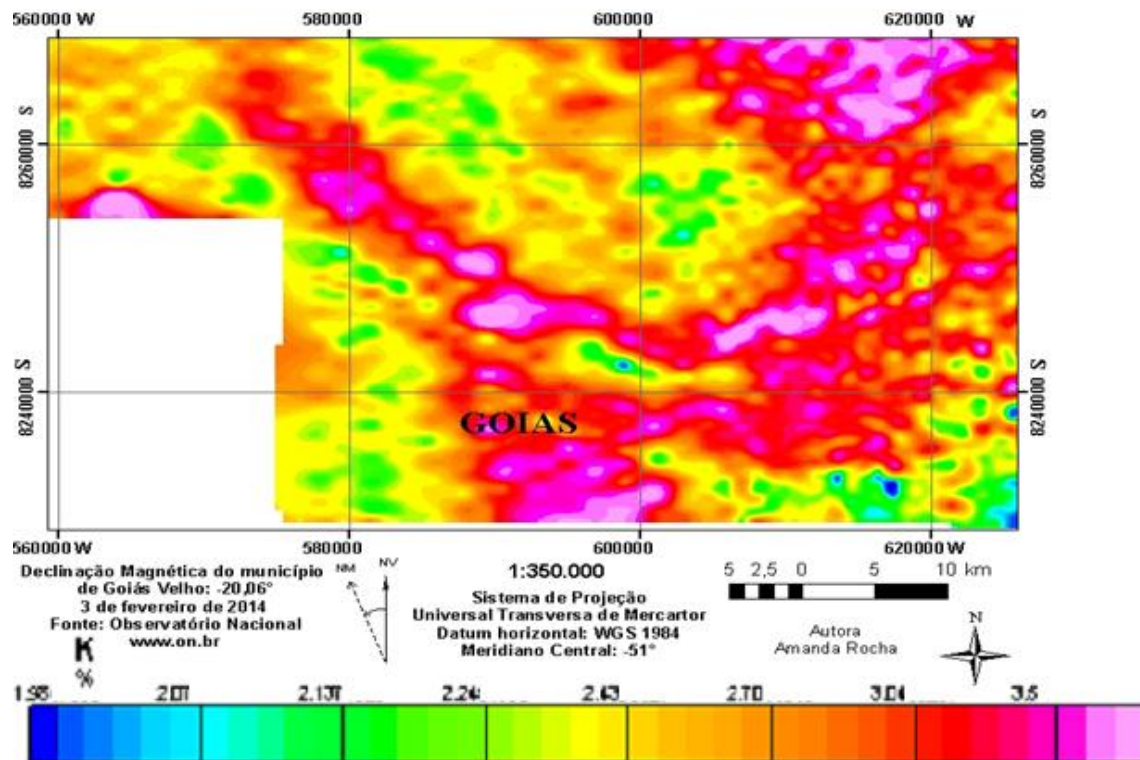


Figura 5.13 – Canal do Potássio - PGBC.

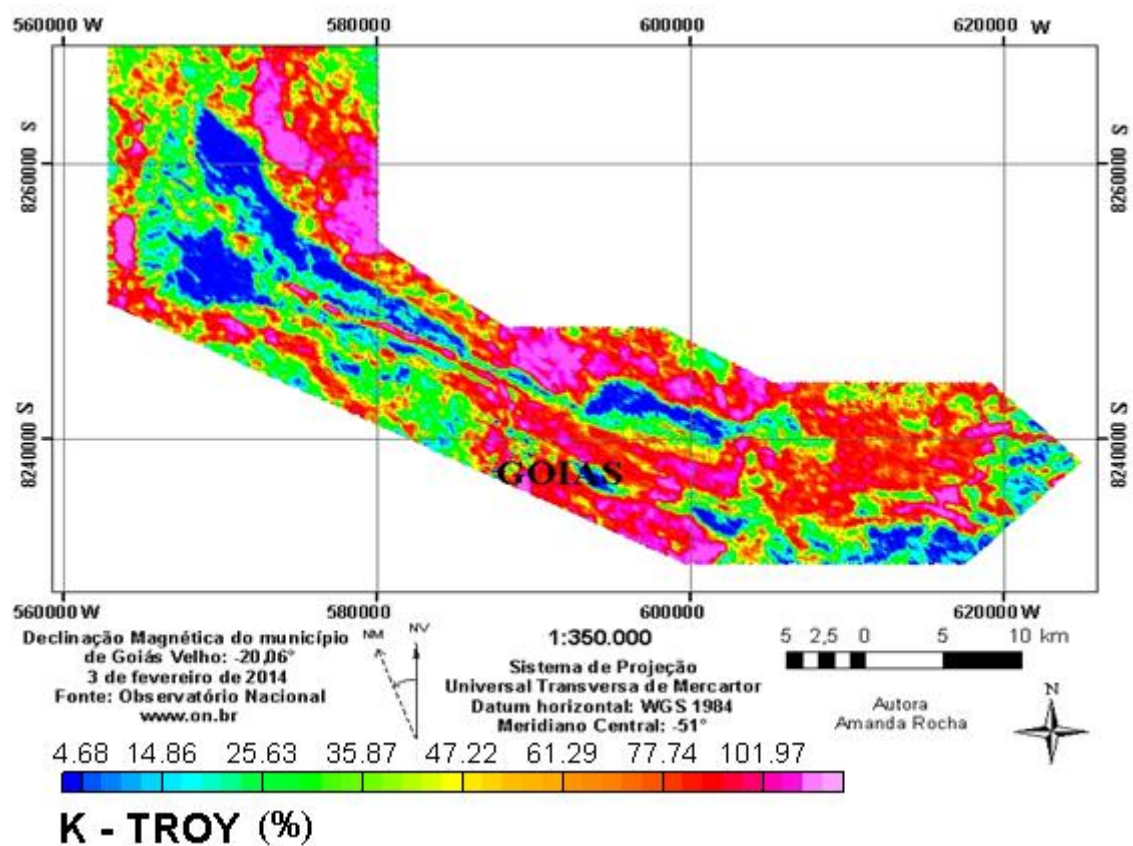


Figura 5.14 – Canal do Potássio - TROY.

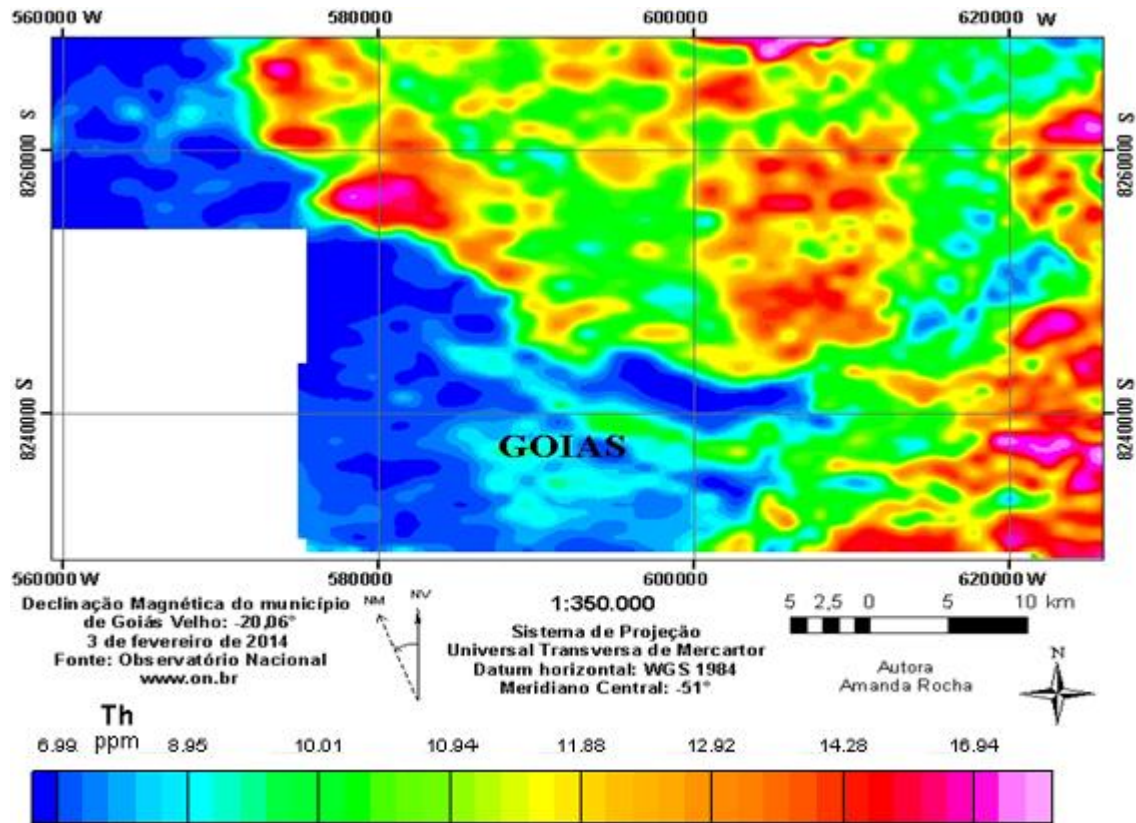


Figura 5.15 – Canal do Tório - PGBC.

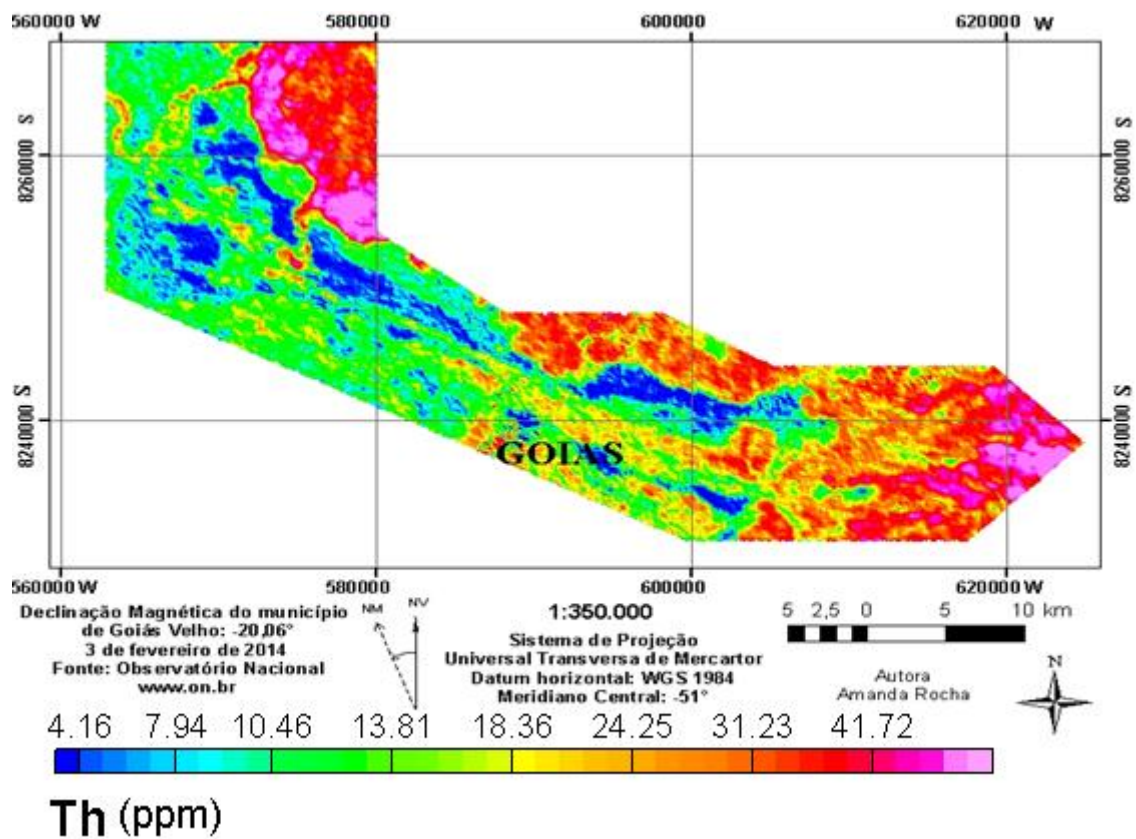


Figura 5.16 – Canal do Tório - TROY.

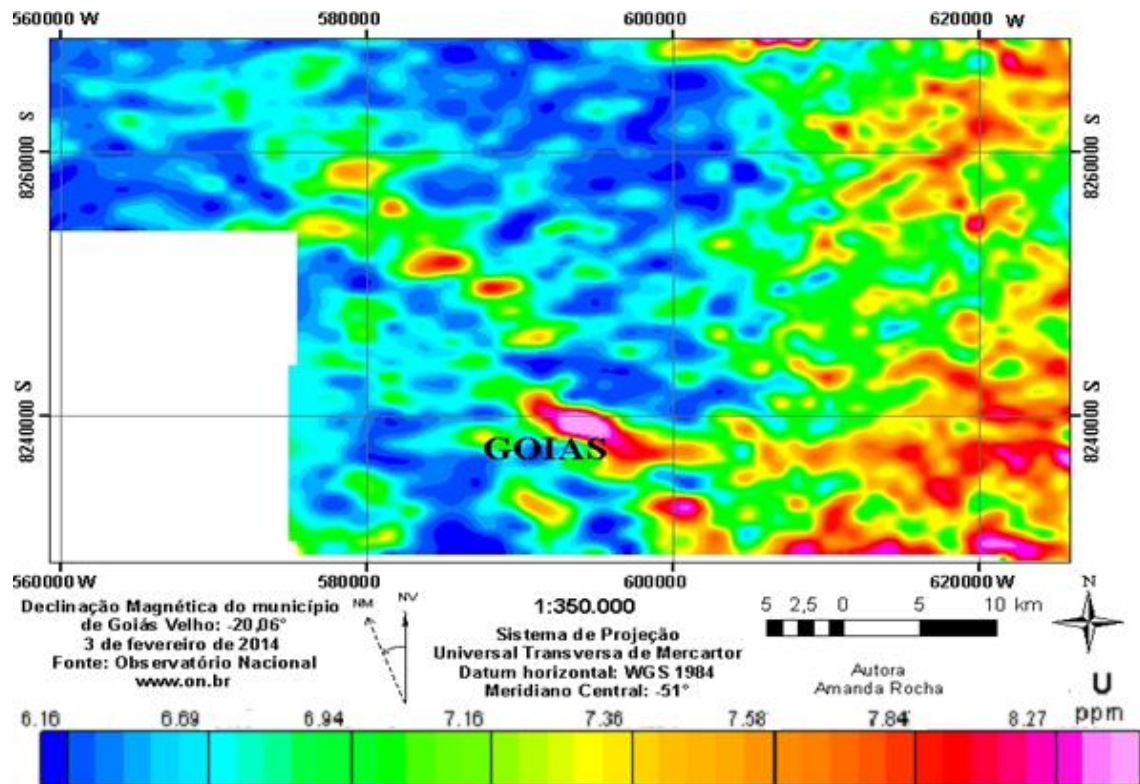


Figura 5.17 – Canal do Urânio - PGBC.

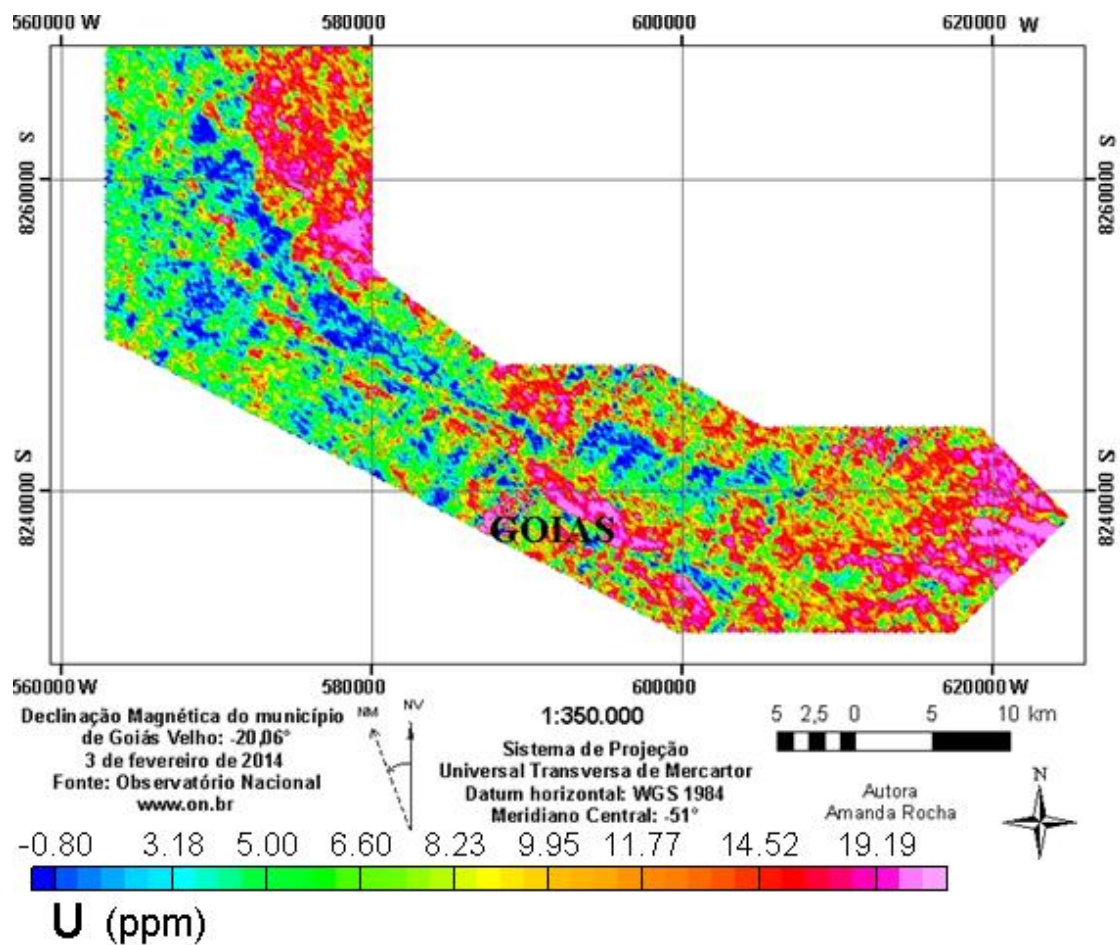


Figura 5.18 – Canal do Urânio - TROY.

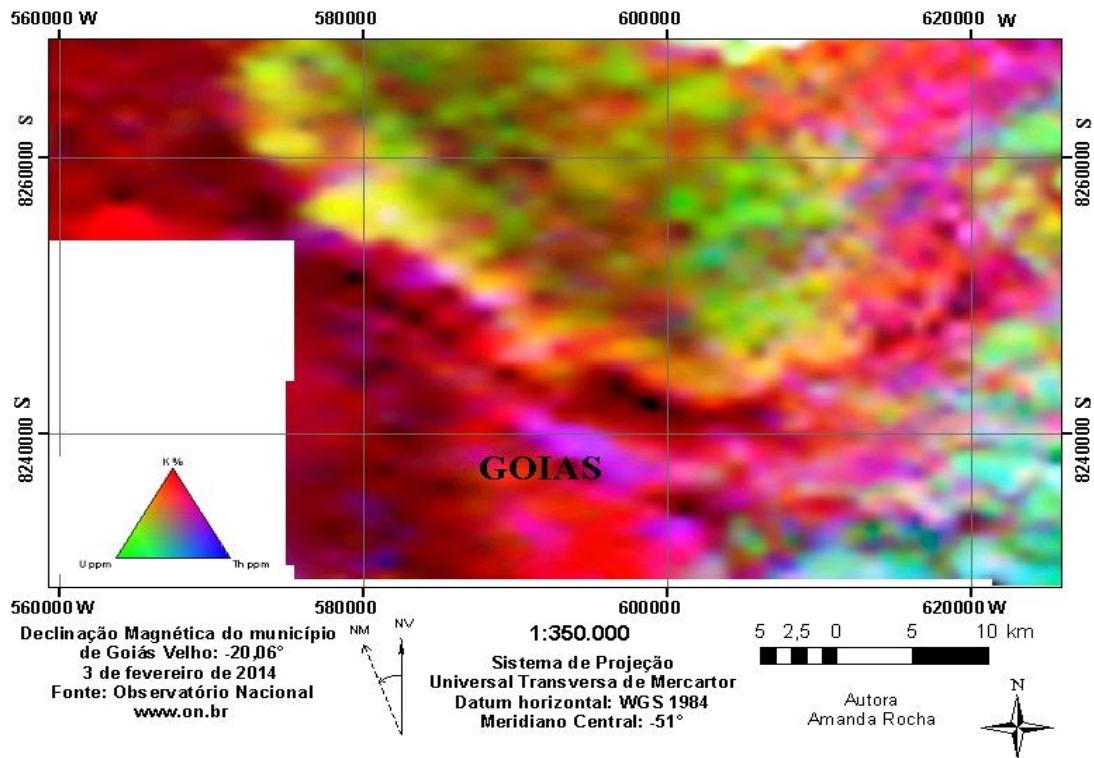


Figura 5.19 – Imagem RGB de composição ternária K(%), U(ppm) e Th(ppm). - PGBC.

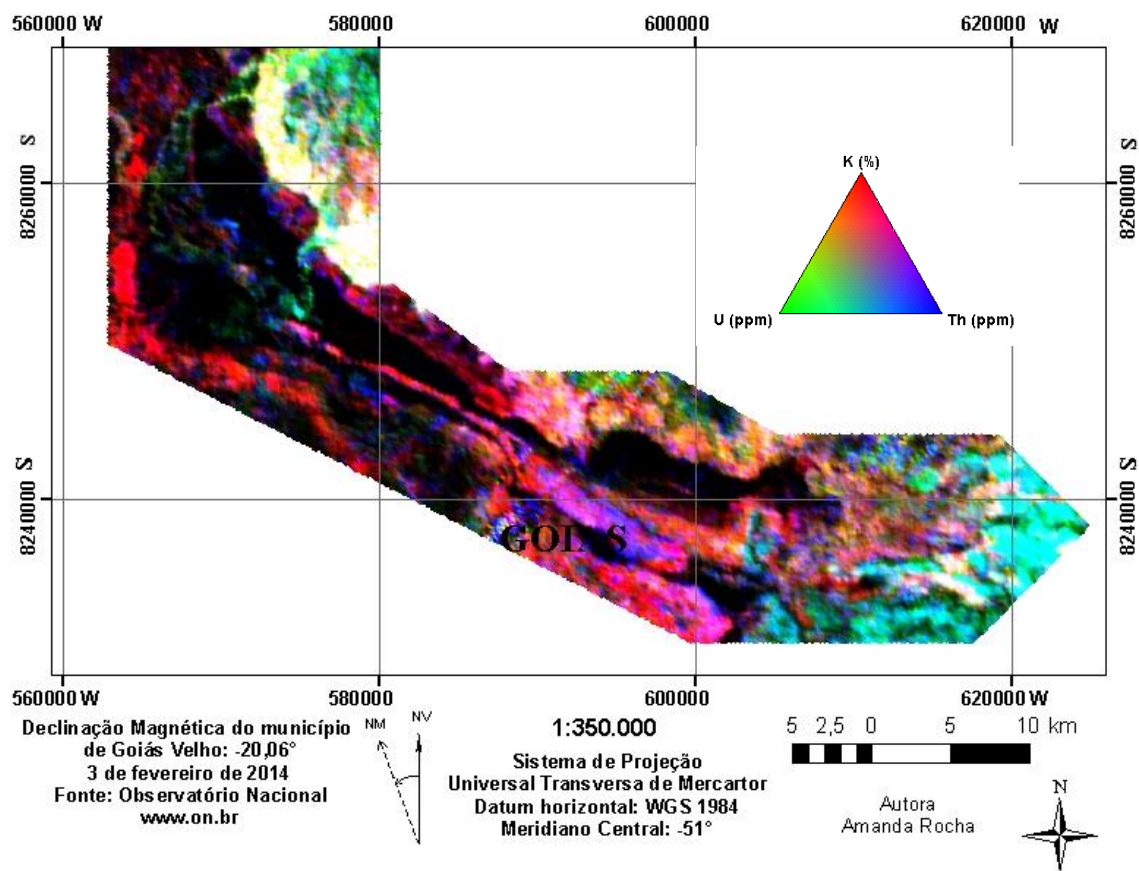


Figura 5.20 – Imagem RGB de composição ternária K(%), U(ppm) e Th(ppm). - TROY.

5.2 Interpretação de dados

5.2.1 Magnetometria

A partir da análise dos mapas do campo magnético anômalo, mapas das derivadas nas três componentes verticais, mapa da amplitude e inclinação do sinal analítico e amplitude do gradiente horizontal total, foi possível a delimitação de domínios magnéticos de acordo com a intensidade do campo anômalo, comprimentos de onda das anomalias e direção dos lineamentos.

Os dados geofísicos aéreos foram essenciais quanto à nova interpretação referente à delimitação do GBSSR. Na figura 5.21 é possível observar o modelo proposto por Baeta *et al.* 1999 e por Resende *et al.* 2008.

A Figura 5.22 representa o modelo proposto por este trabalho para a delimitação do GBSSR através da análise dos dados de geofísica aérea. Dos mapas aerogeofísicos apresentados neste capítulo o que possibilitou a representação do alvo desta pesquisa com melhor definição foi o de Amplitude do Sinal Analítico da empresa TROY, pois possui uma resolução de até 10 vezes maior que os dados do PGBC, uma vez que a diferença no espaçamento das linhas de vôo é de 200m contra 2000m.

A Figura 5.23 é uma imagem composta pela representação dos três modelos de delimitação do GBSSR, para uma melhor visualização em contraste da diferença entre os mesmos. De modo geral, a delimitação do GBSSR apresenta uma área maior que as propostas anteriores.

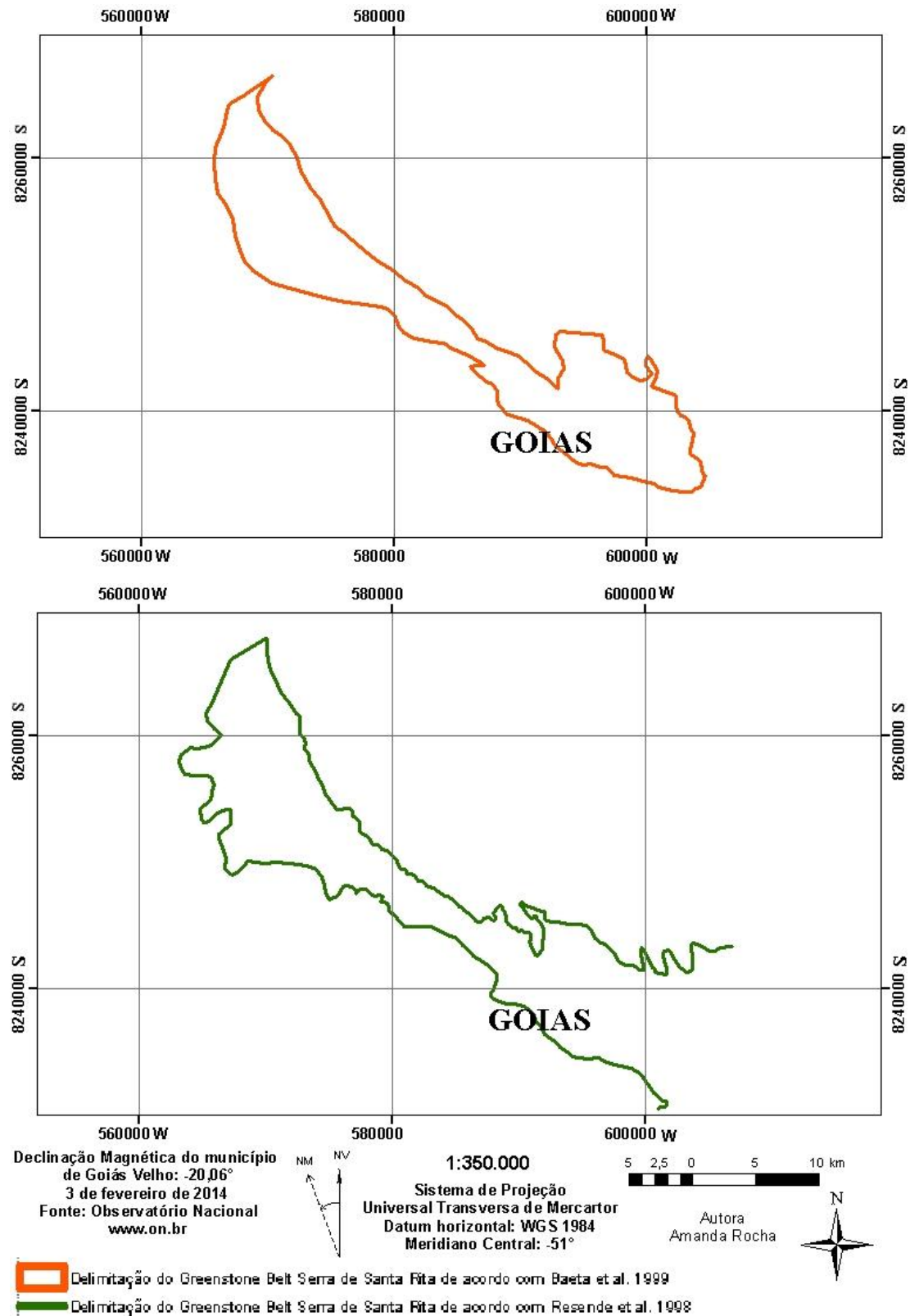


Figura 5.21 – Imagem com delimitação do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita. Acima de acordo com Baeta *et al.* 1999 e abaixo de acordo com Resende *et al.* 2008.

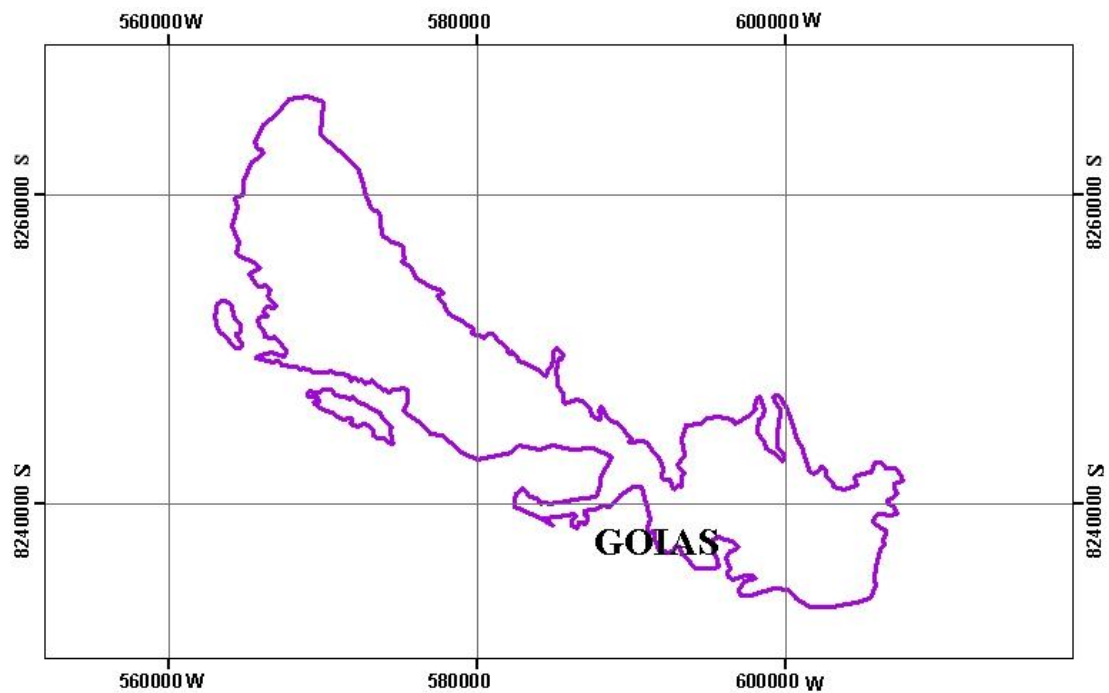


Figura 5.22 – Imagem com delimitação do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita.

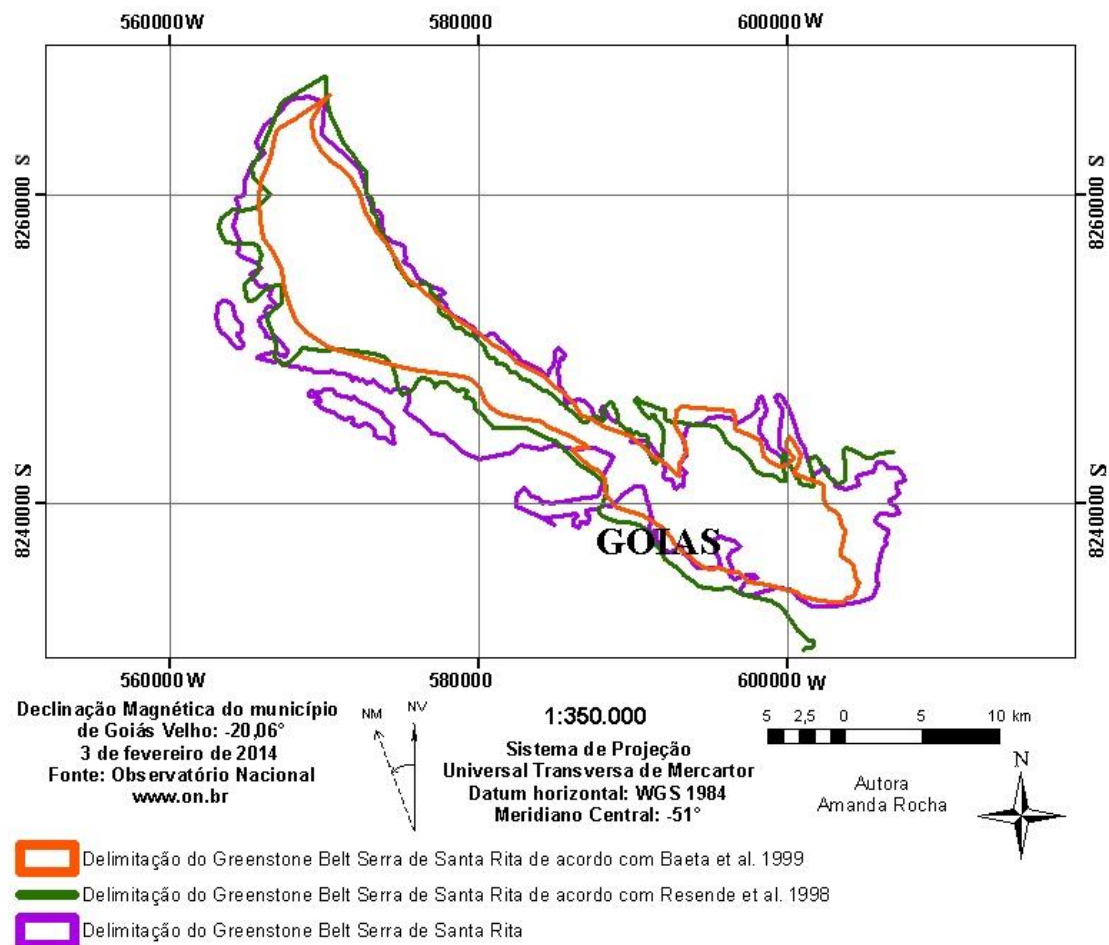


Figura 5.23 – Imagem com delimitações do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita.

5.2.2 Gamaespectrometria

A interpretação dos dados dos complexos arqueanos granito-gnáissicos da região consistiu na análise das imagens coloridas dos canais individuais do potássio (figuras 5.14 e 5.15), tório (figuras 5.18 e 5.19), urânio (figuras 5.16 e 5.17), contagem total (Figuras 5.12 e 5.13) e a imagem ternária dos canais do K, U e Th combinados (figuras 5.20 e 5.21).

O GBSSR distingue-se dos complexos granito-gnáissicos adjacentes de acordo com o canal usado para análise. O Complexo Uvá, situado a sul, apesar de litologicamente semelhante ao Caiçara, localizado a norte, diferencia-se deste devido aos baixos valores nos canais de K, Th e CT e de combinação ternária K-U-Th.

No extremo noroeste do Complexo Uvá, junto à cidade de Goiás, há um corpo tonalito que se destaca pelos altos valores nos canais do K e valores moderados para composição ternária e canal do tório (Blum, 1999).

A porção sudeste do Complexo Caiçara difere do restante pelos baixos valores nos canais do K e CT. Essa assinatura corresponde a gnaisses tonalíticos no extremo noroeste e a uma intrusão trondhjemítica neoproterozóica no extremo sudeste (Pimentel *et al.*, 2003).

A figura 5.24 abaixo evidencia a interpretação do contato dos domínios segundo a aerogeofísica neste capítulo sobre os domínios da concentração dos radioelementos em imagem de composição ternária.

Os domínios descritos representam-se por:

I – Complexo Uvá

II – GBSSR

III – Serra Dourada

IV – Complexo Caiçara

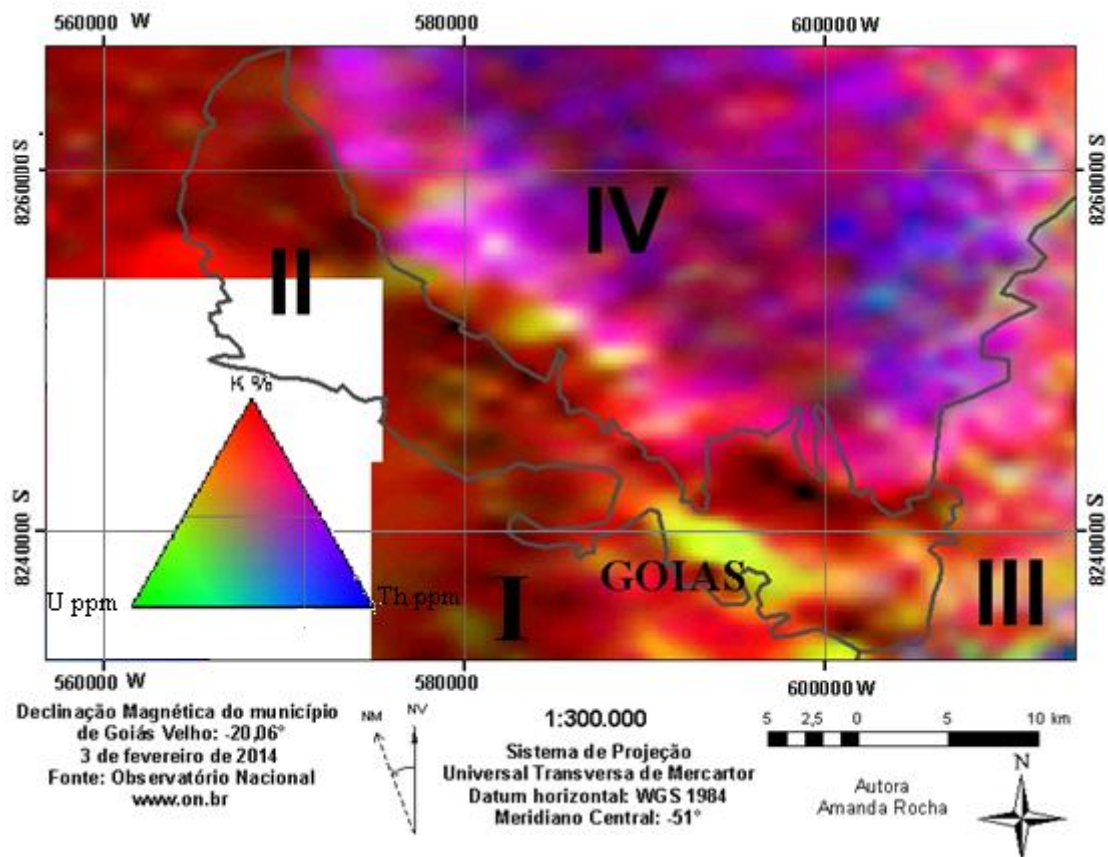


Figura 5.24 – Imagem ternária RGB, com os canais de K, U e Th interpretados.

CAPÍTULO 6

6. GEOFÍSICA TERRESTRE

Neste capítulo serão abordados os tópicos de aquisição, processamento e interpretação dos dados terrestres. Na etapa de geofísica terrestre foram adquiridos dados de gamaespectrometria, planialtimetria, gravimetria, magnetometria e susceptibilidade magnética. Os levantamentos de geodésia, gravimetria, gamaespectrometria e de susceptibilidade magnética foram realizados simultaneamente (Figura 5.1) ao longo do trabalho de campo, conforme descrito no capítulo 2 deste volume.

6.1 LEVANTAMENTO GAMAESPECTROMÉTRICO

O levantamento terrestre de gamaespectrometria consistiu na coleta de 41 pontos sobre solo e afloramentos diversos com tempo de ciclo de leitura de 120 segundos. A localização e distribuição dos pontos ao longo do GBSSR podem ser visualizadas na Figura 6.1, abaixo.

Os dados terrestres pontuais dos canais de Potássio (%), Urânio (ppm), Tório (ppm) e contagem total, foram integrados e comparados aos dados aéreos para apresentação e interpretação dos dados.

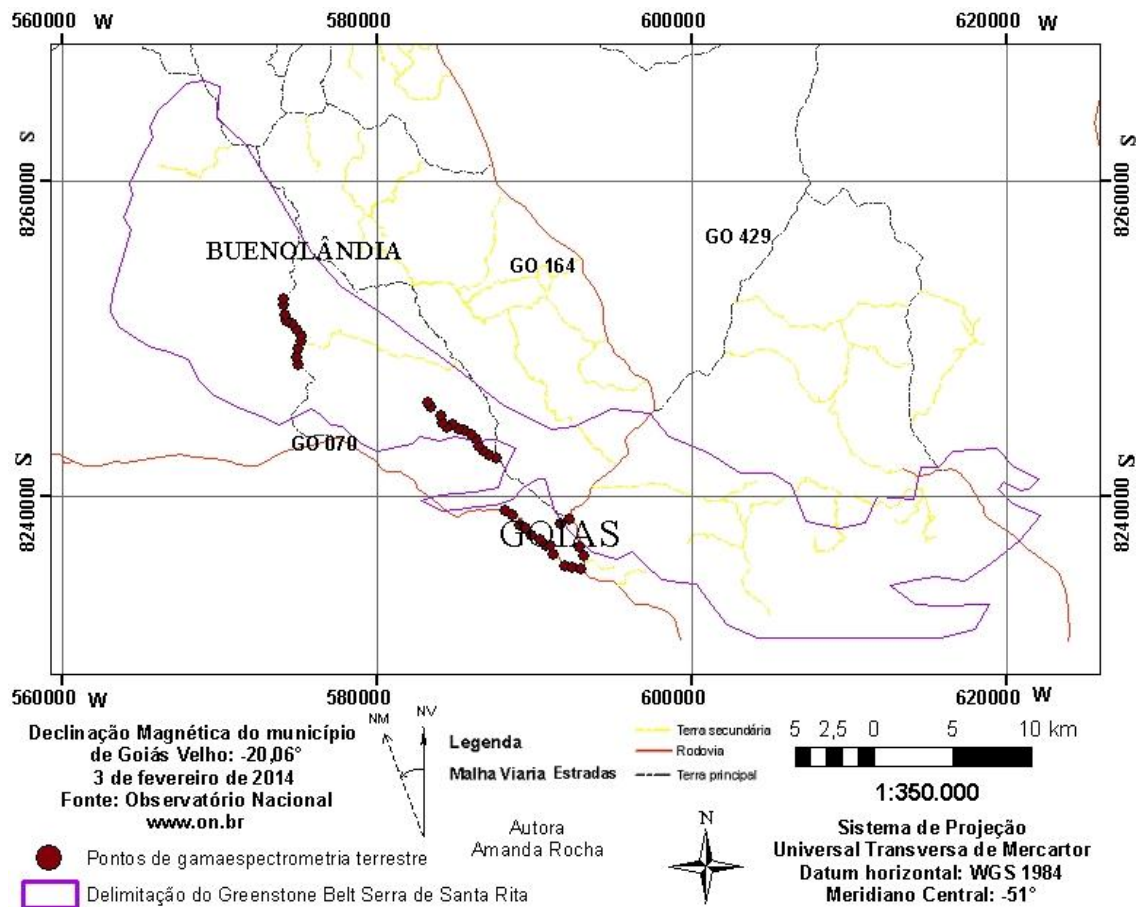


Figura 6.1 – Mapa de localização dos pontos de gamaespectrometria ao longo do GBSSR.

GAMAESPECTRÔMETRO SUPER SPEC RS-230 BGO

Os gamaespectrômetros são aparelhos que separam a radiação gama em várias componentes de energia. O detector, geralmente de cristais de iodeto de sódio ativado por tálio (NaI (Tl)), absorve a radiação gama e a transforma em pulsos luminosos ou cintilações. Estas cintilações são convertidas em sinais elétricos (diferença de potencial) proporcionais à intensidade da luz. Em seguida, as medidas em volts são separadas em classes, dependendo da magnitude, de modo a se obter um espectro de energia dos raios gama incidentes (Hansen, 1975).

O equipamento usado foi o gamaespectrômetro portátil Super Spec RS-230 BGO, que é o mais moderno gamaespectrômetro da atualidade dentro da indústria geofísica (Figura 6.2). É constituído por um detector de germanato de bismuto (BGO) com performance de 6.3in^3 (103cm^3) de alta densidade do germanato de bismuto (BGO) equivale ao detector de Iodeto de Sódio (NaI) de 21in^3 (390cm^3) geralmente usado nas unidades portáteis equivalentes sendo que o BGO possui um tamanho três vezes menor.

Possui um único console e de forma integrada, possui um detector eficiente, dados de ensaio diretos (modo Assay), armazenamento de dados e alta sensibilidade dentro do segmento no mercado (comparativamente 2.5X maior do que o cristal de NaI do mesmo volume). Possui display de LCD de 5 dígitos com alta velocidade de contagem – 65,535 cps e histograma gráfico por rolagem no display das últimas 100 leituras. O modelo se auto-estabiliza com a Radioatividade natural (U, Th e K) não necessitando de fonte de teste.



Figura 6.2 – Gamaespectrômetro portátil Super Spec RS-230 BGO.

APRESENTAÇÃO DE DADOS

Os dados terrestres adquiridos foram organizados e apresentados aqui em contraste com os dados aéreos do PGBC dos mesmos pontos. O levantamento aéreo do PGBC não possui dados na região a noroeste do GBSSR.

É possível inferir dos dados mostrados nas figuras 6.3, 6.4 e 6.5 que no levantamento aéreo do PGBC houve uma suavização da informação devido à interpolação bidirecional usada, sendo usada uma escala regional de mapeamento 1:500.000 com espaçamento de linhas de voo de até 2km. Contudo, é interessante notar que para alguns pontos do levantamento terrestre de tório – que é o elemento radioativo mais difícil de ser lixiviado –, a concentração é maior que no levantamento aéreo.

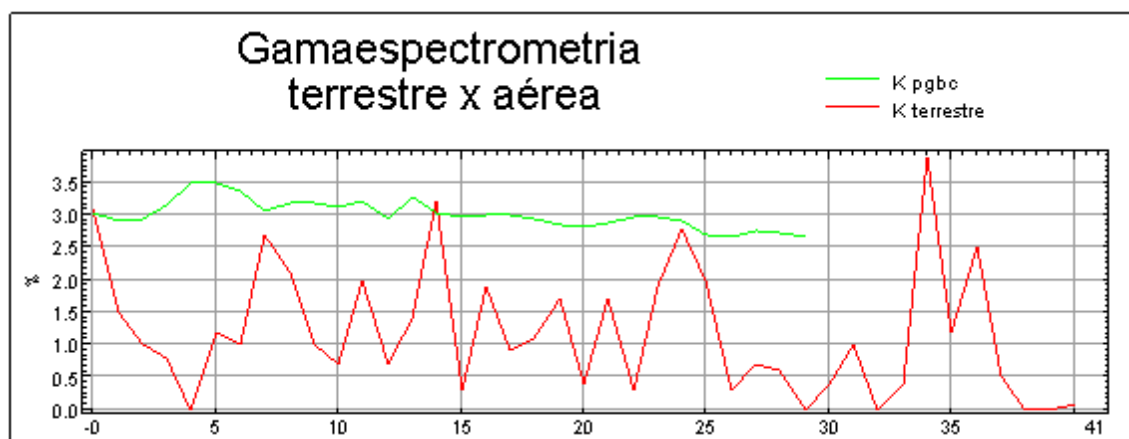


Figura 6.3 – Perfis de comparação para o canal do K (potássio) entre as leituras de gamaespectrometria terrestre x aérea.

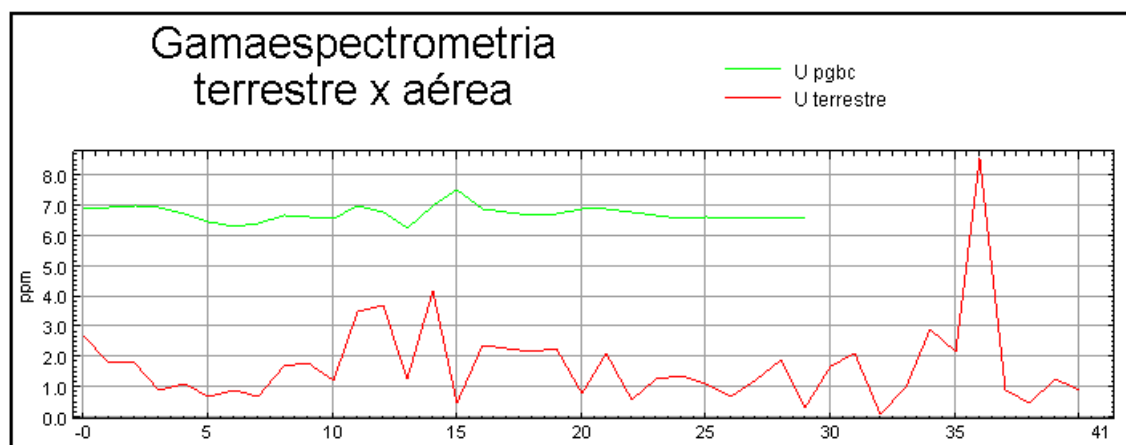


Figura 6.4 – Perfis de comparação para o canal do U (urânio) entre as leituras de gamaespectrometria terrestre x aérea

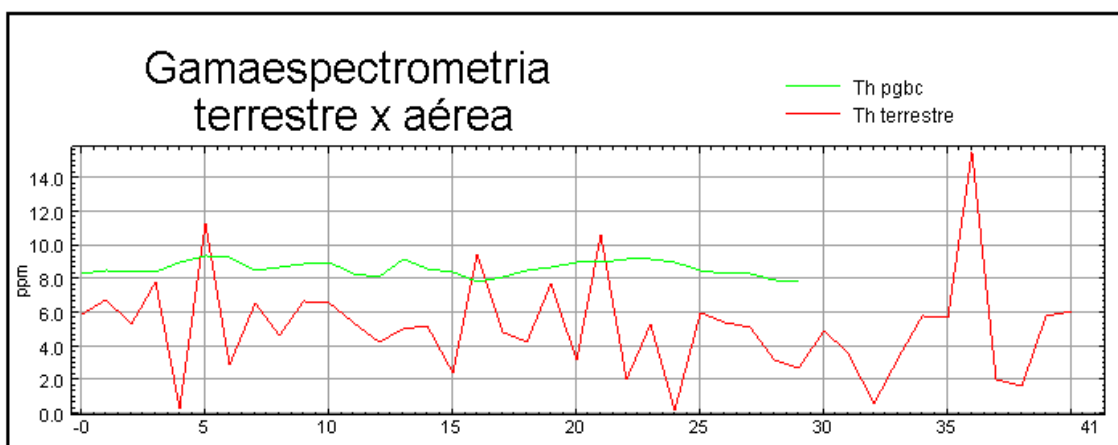


Figura 6.5 – Perfis de comparação para o canal do Th (tório) entre as leituras de gamaespectrometria terrestre x aérea.

6.2 LEVANTAMENTO GEODÉSICO E GRAVIMÉTRICO

O método potencial de gravimetria terrestre vem sendo amplamente utilizado para prospecção mineral, hidrogeologia e prospecção de hidrocarbonetos.

O levantamento consiste basicamente em sucessivas medições da aceleração gravitacional em pontos distribuídos sobre a superfície do alvo. Diferentes leituras podem indicar variação na densidade das rochas em subsuperfície. Para correção de redução ao geóide e correção de ar livre do método foi necessário que se realizasse o levantamento geodésico de alta precisão. A Figura 6.6 abaixo ilustra a localização das 91 estações gravimétricas e 91 estações geodésicas adquiridas.

O presente estudo busca compreender a compartimentação da crosta local no que diz respeito à variação do campo gravitacional e sua correlação com a magnetometria e a geologia.

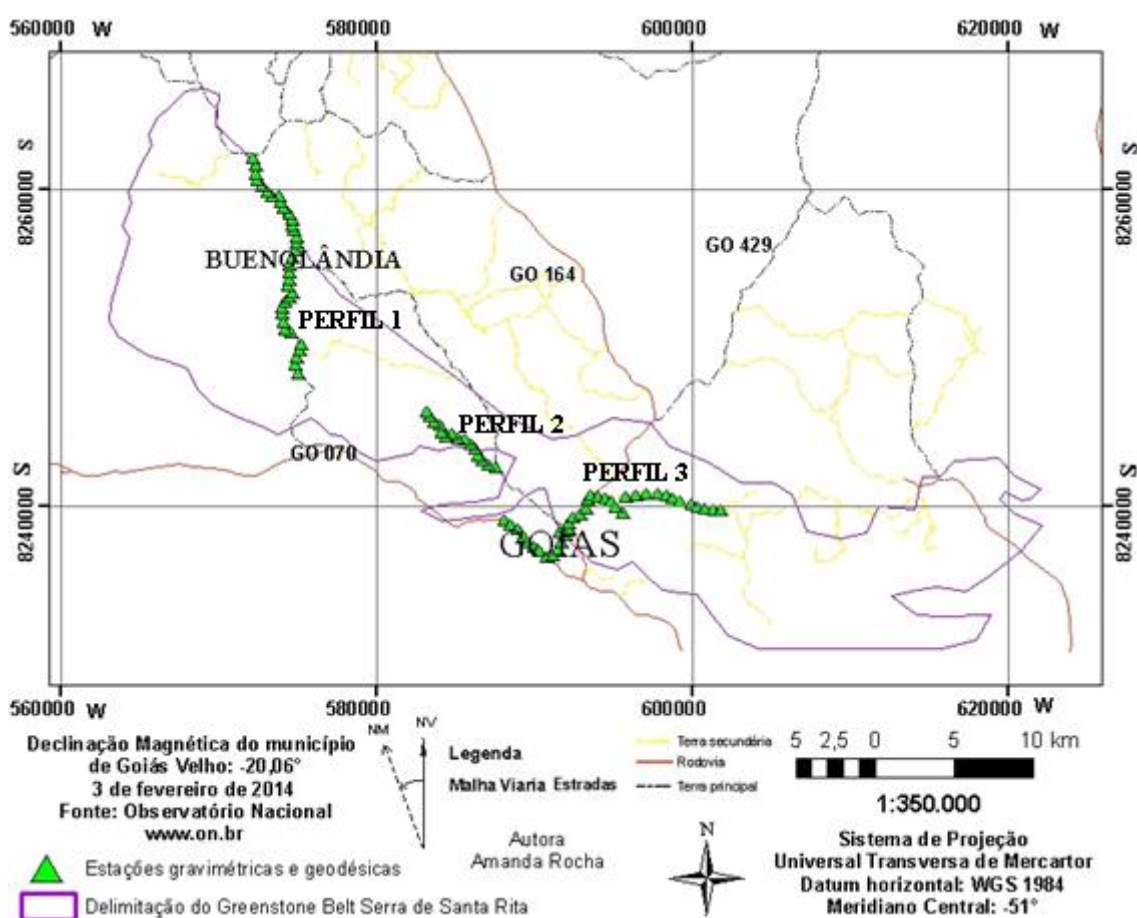


Figura 6.6 – Localização das estações gravimétricas e geodésicas ao longo do GBSSR e principais vias de acesso.

GEODÉSIA

Um posicionamento preciso e correto da área é essencial para qualquer mapeamento geofísico. Principalmente quando se trata de gravimetria, onde as correções de redução ao geóide e de ar livre, importantíssimas para a obtenção do mapa de anomalia bouguer, dependem principalmente da altitude ortométrica acurada.

O princípio básico de navegação pelo GPS consiste na medida das distâncias entre o receptor e o satélite, que é calculada pelo tempo que a programação do sinal gerado no satélite leva para chegar até a antena receptora. Como o sinal viaja através da atmosfera com a velocidade da luz, a distância é obtida pela multiplicação desta pelo tempo que o sinal levou para chegar ao receptor (Topcon, 2003).

A forma real da Terra é considerada como sendo aquela obtida pelo prolongamento da superfície média dos oceanos através dos continentes, idealizada por Gauss (físico matemático alemão 1777-1855). Essa superfície é comumente chamada de Geóide e é uma forma “quase” perfeita da Terra.

Com o passar dos anos a necessidade em se obter coordenadas mais acuradas aumentou, acarretando a crescente necessidade de se obter a separação entre as superfícies do geóide (superfície que representa o nível médio dos mares) e elipsóide (modelo matemático usado para a representação da Terra), denominada de ondulação geoidal.

MODELO DE GEÓIDE BRASILEIRO

No método gravimétrico, a medida de elevação de interesse é a altitude ortométrica (H) que depende da superfície equipotencial gravitacional da Terra (geóide). Figura 6.7 exemplifica como o seu valor aproximado é dado:

$$H = h - N \quad (\text{Equação 6.1})$$

Onde, H é a altitude ortométrica buscada; h é a altitude elipsoidal fornecida pelo GPS; N é a ondulação geoidal fornecida pelo software MAPGEO 2010 desenvolvido pelo IBGE, por intermédio da Coordenação de Geodésia e da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (IBGE, 2014).

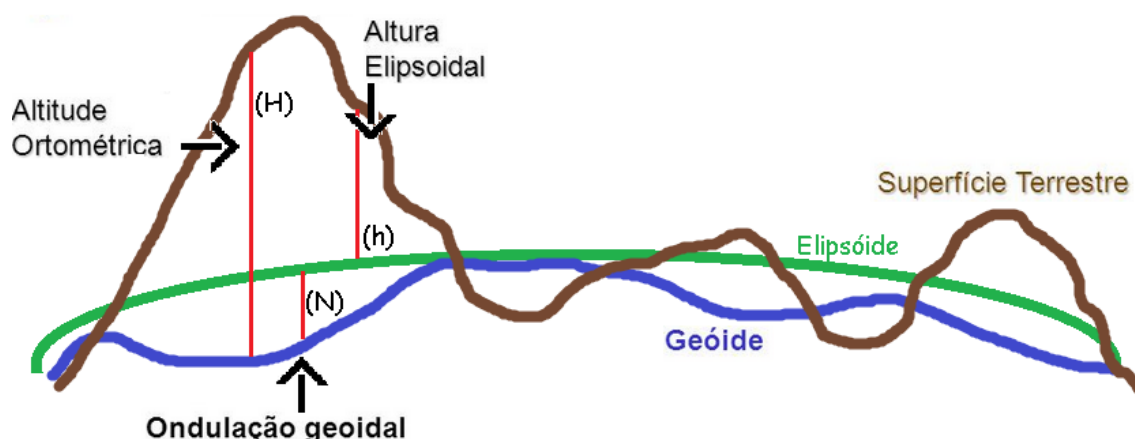


Figura 6.7 – Esquema ilustrativo das altitudes ortométrica, elipsoidal e ondulação geoidal.

Para a área de estudo o modelo de ondulação geoidal é negativo, o que significa que no local o geóide está abaixo do elipsóide de referência.

GPS TOPCON HIPER LITE+

Este GPS permite a recepção de duas ondas portadoras (L1 e L2), que permite captar sinais do GLONASS (Sistema de Satélite de Navegação Global) da Rússia e do GPS (Sistema de Posicionamento Global) dos EUA. A cada momento, com um ângulo de máscara padrão de 15 graus, entre 10 e 16 satélites são visíveis de qualquer ponto da Terra.

Para calcular as posições absolutas 3D – latitude, longitude, altitude – em um cenário de ambas as constelações (GPS e GLONASS), o receptor deve encontrar pelo menos cinco satélites para obter a posição absoluta. (Topcon, 2003).

O Hiper tem 159mm de largura, 172mm de profundidade, 88mm de altura, pesa 1.65kg. Possui um receptor gps legacy, uma antena micro-centrada de precisão PG-A1, kit de rádio base UHF, bastão, tripé com base nivelante, adaptador e cabos.

Além de ser um receptor versátil, pode ser configurado de várias maneiras diferentes dependendo do uso e função do receptor no local de trabalho. Para este trabalho ele foi configurado para aquisição de dados no modo estático rápido.

GRAVIMETRIA

O princípio adotado na mecânica clássica considera que a propagação da atração gravitacional entre dois corpos ocorre supostamente ao longo de uma linha reta com velocidade comparável à velocidade da luz. O método gravimétrico adota este princípio e ao considerar a velocidade como infinita a gravitação possui um efeito instantâneo para qualquer distância considerada.

A teoria básica do método gravimétrico consiste na segunda Lei de Newton e na Lei da Gravitação Universal.

$$\vec{F} = \frac{G \cdot m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad (\text{Equação 6.2})$$

Para um modelo ideal da Terra com gravidade constante, esférica de raio R, homogênea de massa M e sem rotação.

$$\vec{F} = \frac{G \cdot M_1 \cdot m_2}{r^2} = m \cdot \vec{g} \quad (\text{Equação 6.3})$$

O fator $\vec{g} = \frac{G \cdot M}{R^2}$ é conhecido por aceleração da gravidade.

Considerando-se a atração gravitacional de uma massa pontual m a uma distância r da massa, e que apenas a componente vertical é medida; a atração gravitacional é dada por:

$$\Delta \vec{g} = \frac{G \cdot m}{r^2} \cdot \cos \theta \quad (\text{Equação 6.4})$$

ou

$$\Delta \vec{g} = \frac{G \cdot m}{r^3} \vec{z} \quad (\text{Equação 6.5})$$

Uma vez que uma esfera age como se sua massa estivesse concentrada em seu centro a equação 6.5 também corresponde à anomalia da gravidade de uma esfera cujo centro está a uma profundidade z.

De forma análoga, usando-se dois corpos físicos A e B com massas m e M, de dimensões negligenciáveis comparando com a sua distância, é válida a equação 6.6 para a força gravitacional que B exerce em A.

$$\vec{F} = \frac{G \cdot M_1 \cdot m_2}{r^3} (\vec{r}_B - \vec{r}_A) \quad (\text{Equação 6.6})$$

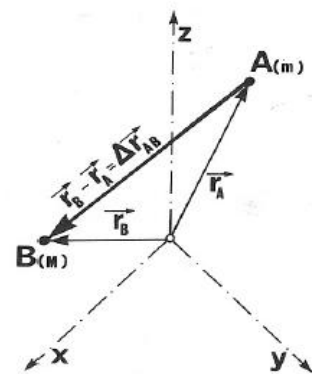
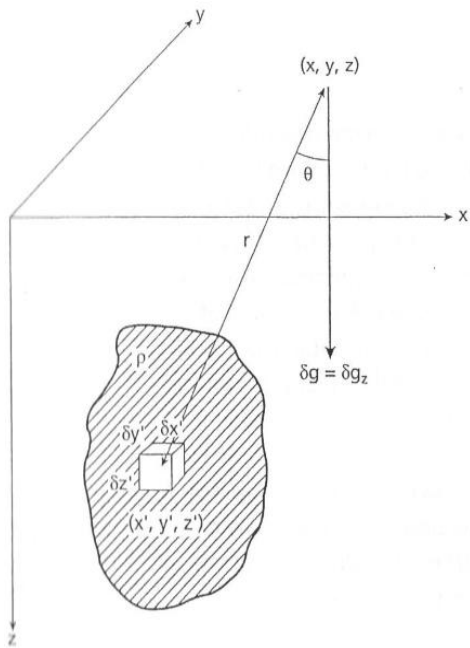


Figura 6.8 – Atração gravitacional entre duas partículas (Catalão, 2000).

Muito embora seja usado esse modelo de gravidade constante, para o caso real, a forma elipsoidal da Terra, o seu movimento de rotação, o relevo irregular da superfície e a distribuição interna de massa produzem alterações significativas ao valor da gravidade.

A fim de adequar-se o mais próximo possível da realidade, usa-se um modelo de dimensões não negligenciáveis. Em geral a anomalia de um corpo de *qualquer* forma pode ser determinada pela soma das atrações de todos os elementos de massa que compõe o corpo.



Considerando-se um corpo prismático de densidade ρ , localizado em x' , y' , z' , com lados de comprimento $\delta x'$, $\delta y'$, $\delta z'$ (Figura 6.9). A massa δm do elemento é dada por:

$$\delta m = \rho \cdot \delta x' \cdot \delta y' \cdot \delta z' \quad (\text{Equação 6.7})$$

Assim, a sua atração δg sobre um ponto fora do corpo (x, y, z) , a uma distância r do elemento, é obtida da Equação 5.8

$$\delta \vec{g} = \frac{G \cdot \rho (z' - z)}{r^3} \cdot \delta x' \delta y' \delta z' \quad (\text{Equação 6.8})$$

Figura 6.9 – Anomalia gravitacional de um elemento de forma irregular (Kearey *et al.*, 2009).

A anomalia do corpo $\Delta \vec{g}$ é obtida pela soma dos elementos que compõe o corpo:

$$\Delta \vec{g} = \sum \sum \sum \frac{G \cdot \rho (z' - z)}{r^3} \cdot \delta x' \delta y' \delta z' \quad (\text{Equação 6.9})$$

Se $\delta x'$, $\delta y'$, $\delta z'$ aproximam-se de zero, então

$$\Delta \vec{g} = \iiint \frac{G \cdot \rho (z' - z)}{r^3} \cdot \delta x' \delta y' \delta z' \quad (\text{Equação 6.10})$$

onde,

$$r = \sqrt{(x' - x)^2 + (y' - y)^2 + (z' - z)^2}$$

GRAVÍMETRO CG-5 SCINTREX

Os gravímetros diferenciais usados na atualidade são projetados com o sistema massa-mola (Figura 6.10), para medir a diferença de aceleração da gravidade entre dois pontos. Consistem do princípio básico de deformação do conjunto massa-mola sob uma força atuante. A força é diretamente proporcional à distensão da mola como pode ser inferido pela Lei de Hooke na equação 6.11.

$$\vec{F} = k \cdot s \quad (\text{Equação 6.11})$$

$$\vec{F} = m \cdot \vec{g} \quad (\text{Equação 6.12})$$

$$m \cdot d\vec{g} = k \cdot d\vec{s} \quad (\text{Equação 6.13})$$

$$d\vec{s} = \frac{m \cdot d\vec{g}}{k} \quad (\text{Equação 6.14})$$

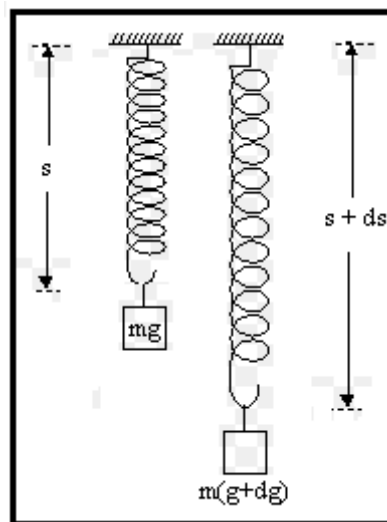


Figura 6.10 – Esquema do sistema massa-mola do gravímetro.

Assim quando o equipamento é levado a outro ponto, qualquer variação em g da grandeza de até 10^{-8} , faz com que haja uma variação no comprimento da mola que pode ser detectado e quantificado. Conhecendo-se o valor de g em um ponto, pode-se obter o valor em outro ponto qualquer.

Para que se garantisse a estabilidade do equipamento neste modelo o sistema massa-mola foi encapsulado em uma câmara a vácuo, onde a massa atua como parte do transdutor (Figura 6.11). A variação da posição da massa muda a propriedade do capacitor, que ativa um circuito de realimentação, para levar a massa à sua posição original.

A corrente aplicada no sistema para balancear a massa é proporcional à variação de gravidade, sendo registrada pelo sistema composto por um microprocessador que nivela o equipamento, ajusta o circuito de realimentação e converte os valores de corrente em gravidade, armazenando-os no sistema (SCINTREX, 2006).

Devido a este tipo de balanceamento aplicado ao sistema, o equipamento possui um termostato interno que precisa ser carregado 24h para garantir o bom funcionamento do gravímetro e correta calibração da mola.

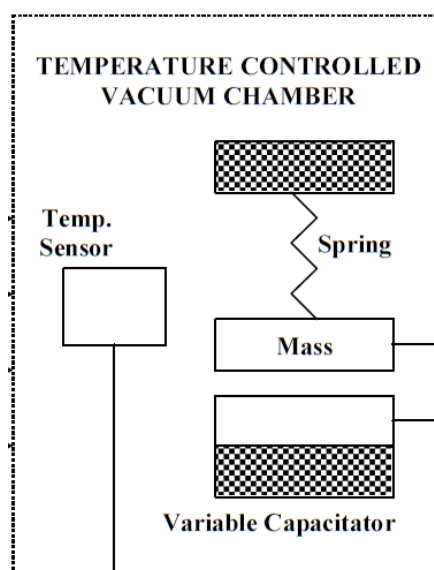


Figura 6.11 – Esquema de parte do sistema de funcionamento do CG-5 Scintrex em câmara a vácuo com capacitor (imagem de SCINTREX, 2006).

6.2.1 Aquisição de dados

GNSS

A aquisição das coordenadas planialtimétricas consistiu basicamente no estabelecimento de uma estação de coordenadas conhecidas (base), que adquire dados ao longo do dia, e uma estação móvel (rover). O rover caminha no campo junto ao gravímetro, sendo posicionado sempre próximo ao gravímetro com o intuito de fornecer suas coordenadas.

Existem diversos métodos de aquisição de dados GNSS (*Global Navigation Satellite System*). Para este trabalho foi utilizado o método estático rápido GNSS de aquisição, que é propício para levantamentos em que se deseja alta produtividade. O rover permanece de 3 a 15 minutos para cada coleta de dado, sendo o tempo de

aquisição de cada estação em função do número de satélites rastreado pelo receptor. Não há necessidade da continuidade de rastreamento durante as mudanças de pontos de interesses nem do receptor permanecer ligado durante o percurso. Os dados coletados da estação base e do receptor de caminhamento são posteriormente baixados e processados para que se solucione o vetor de ambigüidade e se consiga uma melhor precisão, permitindo obter coordenadas das estações gravimétricas com erros da ordem de poucos centímetros a milímetros.

A Figura 6.12 representa o procedimento de campo para um levantamento utilizando o método estático rápido.

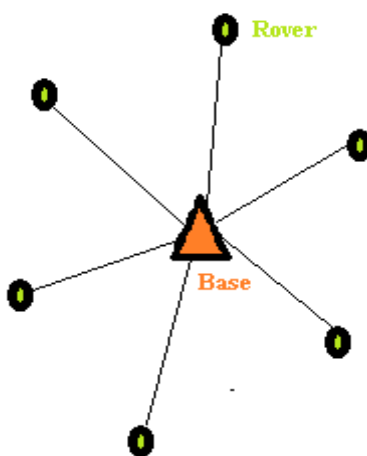


Figura 6.12 - Esquema ilustrativo do método estático-rápido para aquisição de dados GNSS mostrando o posicionamento da estação base (triângulo laranja) e das estações rover (círculos verdes).

GRAVIMETRIA

As estações de gravimetria foram adquiridas com espaçamentos de 500 metros. Foram utilizadas estradas de terra que ligam as principais cidades e povoados da região e a rodovias estaduais GO-070 e GO-164. Foram estabelecidas 91 novas estações de gravimetria neste trabalho (Figura 6.6).

Como introduzido no capítulo 2 a estação base de gravimetria utilizada no levantamento (ver anexo I) está localizada em frente à Igreja Matriz de Santana, na soleira a direita, em detalhe na Figura 6.13. O levantamento consiste em fazer no mínimo 2 leituras por dia na base para que se possa realizar a correção de *drift* instrumental posteriormente no processamento dos dados. Além disso, são realizadas 5 leituras a cada estação gravimétrica da base e 3 leituras por estação gravimétrica. Na

rotina de pré-processamento, na criação do banco de dados é usada uma média dessas leituras.



Figura 6.13 – Detalhe da base gravimétrica em frente à Igreja Matriz de Santana.

ANÁLISE DE DENSIDADE

A análise de densidade de algumas amostras de rochas aflorantes é essencial para se determinar a densidade média das rochas *in loco* e poder gerar um modelo da densidade em subsuperfície que melhor se assemelha à realidade.

A densidade absoluta é definida como a quantidade de massa em uma unidade de volume:

$$\text{densidade} = \frac{\text{massa}}{\text{volume}} \quad (\text{Equação 6.15})$$

A densidade absoluta é uma propriedade específica, isto é, cada substância pura tem uma densidade própria, que a identifica e a diferencia das outras substâncias. A densidade relativa de um material é a relação entre a sua densidade absoluta e a densidade absoluta de uma substância estabelecida como padrão. Para o cálculo da densidade relativa de sólidos deste trabalho foi escolhida a densidade absoluta da água destilada, que é igual a 1 g/cm^3 a 4°C .

Para medir a massa das amostras de rocha foi utilizada a balança Unibloc modelo UX420H com precisão de 10^{-3} (Figura 6.16), e para solucionar o cálculo do volume das amostras foi aplicado o Método de Arquimedes, cujo princípio pode ser enunciado “um fluído em equilíbrio age sobre um monólito nele imerso (parcial ou totalmente) com uma força vertical orientada de baixo para cima, denominada *empuxo*, aplicada no centro de gravidade do volume de fluído deslocado, cuja intensidade é igual a do peso do volume de fluído deslocado” (MAZALI, 2014).

De acordo com MAZALI (2014), considerando que no interior de um líquido em equilíbrio quando certa porção cujo peso seja $\vec{P}_L$ é inserida, a força hidrostática do restante do líquido age sobre a porção considerada para equilibrar o peso da porção líquida. A resultante de todas as forças hidrostáticas é denominada empuxo e representada por $\vec{E}$.

$$\vec{E} = \vec{P}_L \quad (\text{Equação 6.15})$$

No experimento o empuxo $\vec{E}$ age sobre a rocha equilibrando o peso da rocha ($\vec{P}_C$).

Desenvolvendo a igualdade que o empuxo possui mesma intensidade do peso do líquido deslocado pela rocha, temos:

$$\vec{E} = \vec{P}_L = m_L \cdot g \quad (\text{Equação 6.16})$$

onde g é a aceleração da gravidade (m/s^2) e m_L é a massa do líquido.

$$m_L = d_L \cdot V_L \quad (\text{Equação 6.17})$$

onde d_L é a densidade do líquido (g/cm^3) e V_L é o volume do líquido deslocado (cm^3). Substituindo a equação 5.17 em 5.16, obtemos a fórmula para o empuxo:

$$\vec{E} = d_L \cdot V_L \cdot g \quad (\text{Equação 6.18})$$

O peso da rocha é dado por:

$$P_C = d_C \cdot V_C \cdot g \quad (\text{Equação 6.19})$$

onde d_C e V_C são a densidade e o volume da rocha.

Admitindo-se que a rocha sólida, mais densa, esteja totalmente imerso no líquido, o volume do líquido deslocado V_L é igual ao volume a rocha V_C :

$$V_L = V_C = V \quad (\text{Equação 6.20})$$

Assim, substituindo a equação 5.20 nas equações 5.18 e 5.19 e igualando-as:

$$\vec{E} = d_L \cdot V \cdot g \quad \Rightarrow \quad \vec{E} / d_L = V \cdot g$$

$$\vec{P}_C = d_C \cdot V \cdot g \quad \Rightarrow \quad \vec{P}_C / d_C = V \cdot g$$

$$\vec{E} \cdot d_C = \vec{P}_C \cdot d_L \quad (\text{Equação 6.21})$$

Como $d_C > d_L$, resulta que $\vec{P}_C > \vec{E}$. Em consequência, a rocha fica sujeita a uma resultante vertical com sentido de cima para baixo, denominada *peso aparente* (P_{AP}), com intensidade:

$$P_{AP} = P_C - E \quad (\text{Equação 6.22})$$

Substituindo a equação 6.22 em 6.21:

$$(P_C - P_{AP}) \cdot d_C = \vec{P}_C \cdot d_L$$

$$d_C = \left(\frac{P_C}{P_C - P_{AP}} \right) \cdot d_L \quad (\text{Equação 6.23})$$

onde

$$P_C = m_C \cdot g \quad (\text{Equação 6.24})$$

$$P_{AP} = m_{AP} \cdot g \quad (\text{Equação 6.25})$$

onde m_C e m_{AP} são a massa da rocha e a massa aparente da rocha (i.e., a massa da rocha quando imersa em água). Substituindo as equações 6.24 e 6.25 em 6.23 e simplificando obtém-se a equação para determinação da densidade de rochas não porosas:

$$d_C = \left(\frac{m_C}{m_C - m_{AP}} \right) \cdot d_L \quad (\text{Equação 6.26})$$



Figura 6.14 – Banco de amostras.

A figura 6.14 mostra o banco de amostras coletadas em campo separadas para análise de densidade. Foram analisadas 48 amostras de 16 afloramentos diferentes. Foram usadas 3 amostras para cálculo de erro de amostragem pelo desvio padrão da média.

Como as amostras de rocha na figura acima possuem porosidade, ainda que baixa, ao medir o peso aparente da amostra de rocha foi considerado o volume do líquido deslocado para preencher os poros (V_L). As amostras ficaram 48h mergulhadas em água destilada (Figura 6.15), com temperatura média de 24 °C para que os poros fossem completamente preenchidos.



Figura 6.15 – Amostras catalogadas imersas em água destilada.

Assim, o peso aparente da rocha porosa (P_{AP}^P) será dado por:

$$P_{AP}^P = P_U - d_L \cdot V_L^P \quad (\text{Equação 6.27})$$

onde P_U é o peso da rocha porosa com os poros preenchidos pelo líquido e V_L^P é o volume de líquido utilizado para preencher os poros, isolando obtém-se:

$$V_L^P = \frac{P_U - P_{AP}^P}{d_L} \quad (\text{Equação 6.28})$$

Então a densidade aparente é determinada por:

$$d_{AP}^P = \frac{P_C^P}{V_L^P} \quad (\text{Equação 6.29})$$

onde P_C^P é o peso da rocha porosa. Substituindo a equação 6.28 em 6.29 e simplificando obtemos a equação para determinar a densidade de uma rocha porosa (d_C^P):

$$d_C^P = \left(\frac{m_C^P}{m_U - m_{AP}^P} \right) \cdot d_L \quad (\text{Equação 6.30})$$

onde m_C^P é a massa da rocha porosa seca; m_U é a massa da rocha porosa com os poros preenchidos pela água destilada; m_{AP}^P é a massa aparente da rocha porosa (com os poros preenchidos pela água destilada) imerso no líquido.

De forma que o Método de Arquimedes envolve unicamente medidas de massa. Com isso a densidade pôde ser determinada com grande precisão e exatidão, com desvio padrão médio de amostragem de 0,04.



Figura 6.16 – Esquema da balança usada para medir o peso das amostras. À esquerda leitura do peso seco e à direita a mesma amostra com leitura do peso aparente (com os poros preenchidos) imersa em água destilada.

6.2.2 Processamento de dados

GNSS

O processamento dos dados GNSS se deu pelo posicionamento relativo, onde foram usadas estações permanentes do SCA (Sistemas de Controle Ativos), no caso do Brasil, a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), que é na realidade uma rede de estações de referência que coletam e armazenam observações GNSS de maneira contínua.

Para ambas as técnicas de aquisição, foram utilizadas as mesmas estações base, sendo estas pertencentes à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC, figura 6.5). O critério avaliado para a escolha das estações foi o de proximidade com relação à região do levantamento, em outras palavras, a estação MTBA, localizada na cidade de Barra do Garças – MT a ~ 240 km de Goiás/GO e a estação GOGY, situada em Goiânia – GO a 140 km, foram as estações selecionadas (Figura 6.17).

Os dados das estações MTBA e GOGY foram baixadas do site do IBGE e introduzidas no software TOPCON TOOLS v.7.5.1 (licença fornecida pelo Laboratório de Geofísica Aplicada – LGA/UnB), como estações de referência na solução para correção dos dados do rover.

Então uma vez os dados importados para programa a etapa de processamento consistiu em correção da altura elipsoidal da antena, tipo de antena, e valores de latitude e longitude para as estações da RBMC e configurações da antena ajustados. Os dados de altura da antena do rover (2 m) também foram inseridos no programa.

Na etapa de pós-processamento dos dados GNSS para a altura elipsoidal, ainda foram inseridas dados de efemérides calculadas pelo software GNSS Efemérides 1.1.0. Ao final, o software disponibiliza uma tabela que inclui valores de latitude e longitude, em graus, altitude geométrica e desvios padrões das coordenadas verticais e horizontais em metros.

Para obter-se a altitude ortométrica é utilizado o software Microsoft Excel® para subtração da altura elipsoidal (obtida pelo processamento de dados GNSS) e a ondulação geoidal (calculada com o auxilia do software MAPGEO 2010).



Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE
Diretoria de Geociências - DGC
Coordenação de Geodésia - CGED

REDE BRASILEIRA DE MONITORAMENTO CONTÍNUO DOS SISTEMAS GNSS

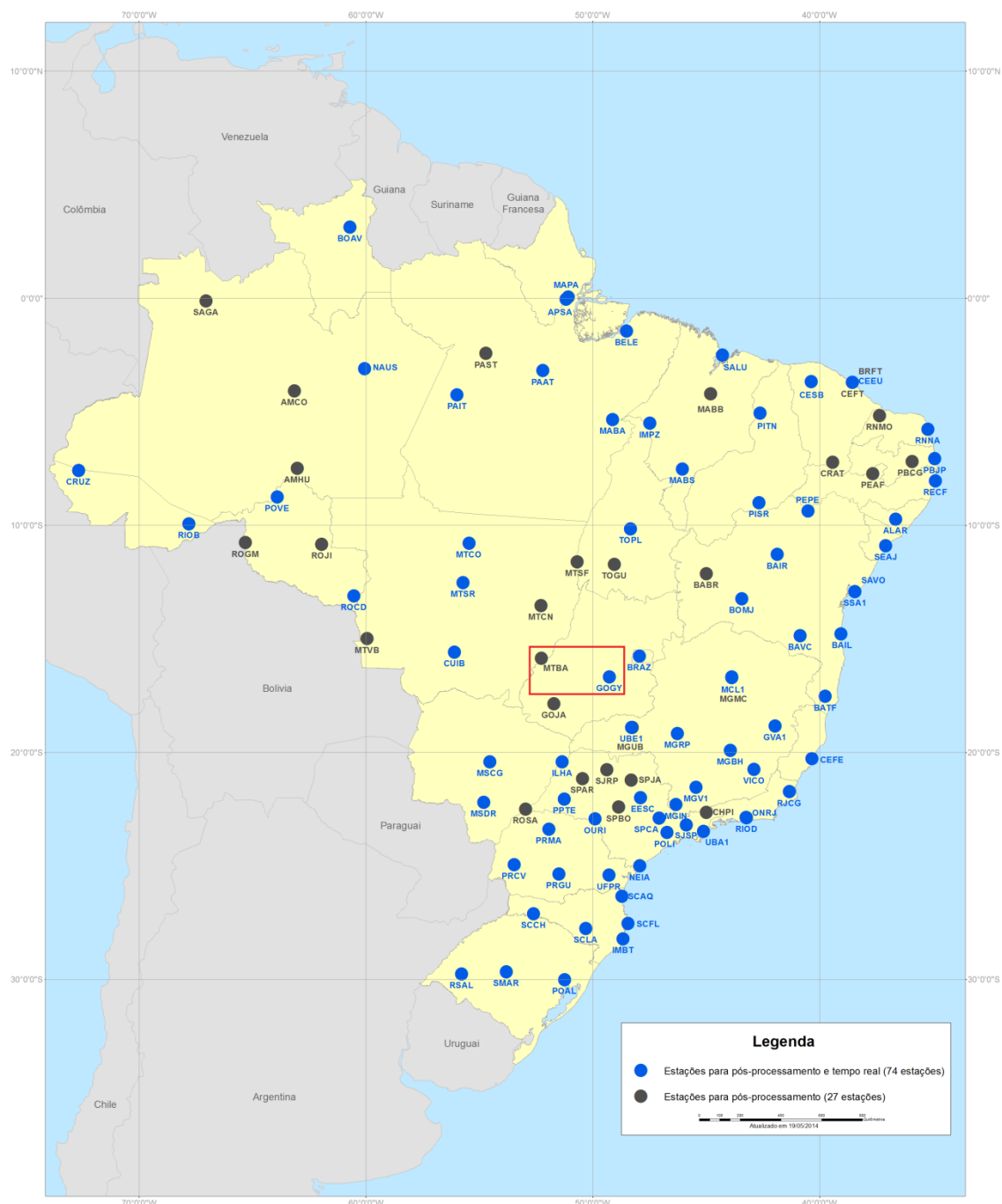


Figura 6.17 - Mapa com a localização das estações pertencentes à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), em destaque em vermelho as estações utilizadas neste trabalho MTBA e GOGY (Fonte: IBGE 2014).

GRAVIMETRIA

De forma análoga ao cálculo do valor de aceleração gravitacional da estação base, o valor de g das estações gravimétricas é obtido através da fórmula:

$$g_{obs} = g_b + (L_e - L_{Bi} - drift \cdot \Delta T_e) \quad (\text{Equação 6.31})$$

Sendo L_e o valor da leitura do gravímetro na estação e $drift$ é a deriva instrumental do equipamento ao longo do dia.

CORREÇÃO DE DERIVA INSTRUMENTAL

A correção de deriva instrumental baseia-se em leituras sucessivas numa estação base ao longo do dia. A leitura do medidor é plotada contra o tempo e assume-se a deriva como sendo linear entre leituras consecutivas da base (Kearey *et al.* 2002). A correção da deriva é dada pela Equação 6.32.

$$drift = \frac{L_{Bf} - L_{Bi}}{T_{Bf} - T_{Bi}} \quad (\text{Equação 6.32})$$

CORREÇÃO DE MARÉ

As marés causadas pelo efeito da aceleração gravitacional da atração do sol e da lua possuem amplitude o bastante para serem detectadas pelos gravímetros. A correção de maré é fornecida pelo equipamento, que utiliza a fórmula de Longman (Longman, 1959) para as componentes horizontais e verticais da força de maré em determinado ponto na superfície terrestre.

CORREÇÃO DE LATITUDE

A gravidade varia com a latitude, por causa da forma não esférica da Terra e pelo fato da velocidade angular de um ponto sobre a superfície da Terra diminuir a partir de um máximo no equador até zero nos polos. A aceleração centrípeta gerada pela rotação tem uma componente radial negativa que causa uma diminuição da gravidade dos polos para o equador. O efeito final é que a gravidade nos polos excede a gravidade no equador cerca de 5,1869 mGal (Kearey *et al.*, 2002).

A função $g(\gamma)$ utilizada para corrigir o valor da aceleração gravitacional em função do ângulo de latitude terrestre:

$$g(\gamma) = 9,7803267714 \left(\frac{1+0.00193185138639 \sin^2 \gamma}{\sqrt{1+0.00669437999013 \sin^2 2\gamma}} \right) \quad (\text{Equação 6.33})$$

A fórmula acima é conhecida como Fórmula Internacional de Gravidade (*International Gravity Formula*), fornecida pelo Sistema de Referência Geodésica (*Geodetic Reference System*) em 1980.

CORREÇÃO AR LIVRE

A correção de ar livre ajusta a gravidade medida por um fator não contabilizado por um elipsoide de referência, sendo ajustadas para altitudes acima ou abaixo do nível médio do mar. A aceleração gravitacional a uma altura H acima do geóide é dada por uma expansão em série de Taylor:

$$g(r + H) = g(H) + H \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \frac{H^2}{2!} \frac{\partial^2}{\partial r^2} g(r) \dots \quad (\text{Equação 6.34})$$

Eliminando os termos de maiores potências e considerando-se $g(r) = \frac{-GM}{r^2}$

Onde $G = 6,674 \text{ cm}^3/\text{g} \cdot \text{s}^2$, $r = 6,371 \cdot 10^8 \text{ cm}$ e $M = 5,972 \cdot 10^{27} \text{ g}$, obtemos:

$$g_{al} = -0,3086 \cdot H \text{ mGal} \quad (\text{Equação 6.35})$$

A correção ar livre é usada para compensar os efeitos da diferença de altitude entre as estações em relação ao geóide (H).

A anomalia ar livre é obtida através da fórmula

$$\Delta g_{al} = g_{obs} - g_{al} - g(\gamma) \quad (\text{Equação 6.36})$$

Devido à natureza do processamento e respeitando a taxa de amostragem os valores de anomalia ar livre apresentam uma alta correlação com a altimetria, apresentando altos e baixos similares, enquanto a anomalia Bouguer tende a variar suavemente e com menor dependência do relevo.

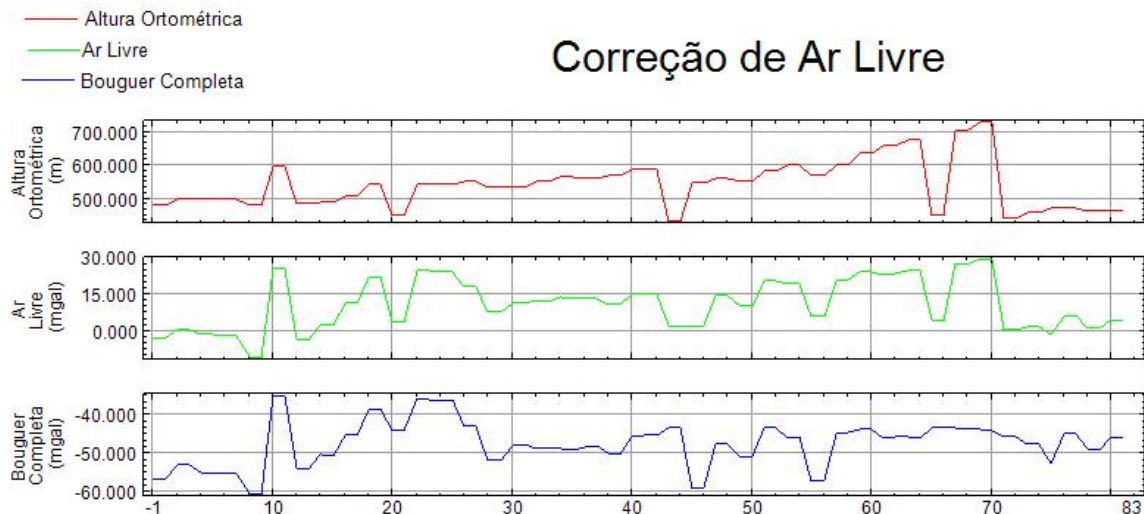


Figura 6.18 – Figura evidencia perfis da altura ortométrica, anomalia ar livre e anomalia bouguer.

CORREÇÃO BOUGUER

A correção de ar livre ignora a quantidade de massas existente entre a estação de medida e o nível do mar, então a correção Bouguer é necessária para realizar essa compensação. Considera-se a atração gravitacional de uma placa de rocha com espessura igual à elevação entre a superfície de referência e a estação (h), e uma densidade média ρ (Blakely, 1996). A atração gravitacional desta placa é dada pela fórmula:

$$g_{sl} = 2\pi G \rho h \quad (\text{Equação 6.37})$$

Sendo a constante gravitacional (G) = $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{s}^2$

$$\Delta g_B = 0,4191 \cdot \rho \cdot h \text{ mGal} \quad (\text{Equação 6.38})$$

A densidade escolhida foi $2,67 \text{ g/cm}^3$.

A anomalia Bouguer é obtida através da relação:

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_{al} - g(\gamma) - g_B \quad (\text{Equação 6.39})$$

CORREÇÃO DE TERRENO

A correção Bouguer desconsidera os efeitos da topografia (Reynolds, 1997), tornando necessária a aplicação de uma correção que considere estes efeitos de variação de elevação. Esta correção dispõe que medidas realizadas próximas a grandes variações de terreno sofrem influências devido a estes déficits ou excessos de massa.

A correção de terreno (g_T) foi realizada através de um Modelo Digital de Elevação, obtido das imagens fornecidas pela missão espacial SRTM (Figura 2.1). Gerou-se uma tabela com valores de latitude, longitude e elevação para cada pixel, com resolução de 90m. O banco de dados foi importado e pelo programa Oasis Montaj™ e realizado o cálculo da correção de Terreno.

Finalmente é possível obter-se a anomalia Bouguer completa:

$$\Delta g_{BC} = g_{obs} - g_{al} - g(\gamma) - g_B - g_T \quad (\text{Equação 6.38})$$

A correção de terreno forneceu valor máximo de 14 mGal e mínimo de 0 mGal. Os valores estão de acordo com a topografia pouco acentuada ao longo das estradas onde foi realizado o levantamento.

6.3 LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO E DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

O objetivo central do levantamento magnético transportado foi investigar em perfil a geologia da região com base nas anomalias do campo magnético da Terra resultantes das propriedades físicas das rochas em subsuperfície.

As anomalias magnéticas podem variar em amplitude desde poucas dezenas de nT sobre embasamentos metamórficos profundos, a várias centenas de nT sobre intrusões básicas, e podem atingir vários milhares de nT sobre depósitos de magnetita. Tais anomalias são efeitos localizados que se somam ao campo magnético normal da Terra. O conhecimento sobre o campo geomagnético, portanto, é necessário para a redução de dados magnéticos e para a interpretação das anomalias (Blum *et al.* 1999).

Assim para realizar modelagem em perfil do GBSSR é necessário o uso o parâmetro susceptibilidade magnética, que representa a susceptibilidade das rochas *in loco*.

SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A susceptibilidade magnética é um parâmetro fundamental na prospecção magnética. É a medida de quanto um material é susceptível de vir a ser magnetizado. Quando um material qualquer é submetido ao efeito de um campo H, ele adquire uma intensidade de magnetização ou imantação M, proporcional ao campo, dada por:

$$\mathbf{M} = \kappa \mathbf{H}$$

(Equação 6.39)

sendo κ a susceptibilidade magnética do material.

Embora a susceptibilidade não tenha unidade, para racionalizar, existe um valor numérico compatível com o SI ou Sistema Internacional de unidades. Esse valor pode ser constante para determinados tipos de material, mas pode traduzir a forma como a magnetização responde a um campo aplicado em outros tipos. Em alguns materiais, a susceptibilidade é positiva e em outros, negativa; o sinal positivo ou negativo reflete o sentido da intensidade de magnetização em relação ao campo. As medidas de susceptibilidade magnética foram realizadas no campo sobre afloramentos.

SUSCEPTIBILÍMETRO

Os susceptibilímetros quase sempre empregam um sistema indutivo. O sensor desses instrumentos é composto por um núcleo, em forma de U, de material de elevada permeabilidade magnética, enrolado por uma bobina. Passando uma corrente alternada pela bobina, desenvolve-se o fluxo de um campo magnético oscilante através do sistema sensor-ar. Quando a amostra de rocha contendo minerais magnéticos é trazida para as proximidades do sensor, há uma diminuição no valor da relutância sensor-amostra, pois a presença da amostra facilita o fluxo magnético. A diminuição da relutância provoca um aumento da indutância do sistema, que pode ser detectada e medida como uma variação de voltagem, em uma escala numérica do instrumento. Os valores numéricos fornecidos pelo instrumento devem ser posteriormente transformados em valores de susceptibilidade, por meio de uma curva padrão construída pelo fabricante do equipamento, a partir de medidas em amostras de susceptibilidade conhecida.

A frequência de oscilação no sistema indutor deve ser pequena (inferior a 5000hz), a fim de que os efeitos gerados pela condutividade elétrica da amostra sejam minimizados.

MAGNETÔMETRO

Os magnetômetros convencionais usados no mercado geram um campo magnético a partir da precessão de prótons em um recipiente com líquido hidrogenado

de baixa viscosidade (como água, álcool ou outro hidrocarboneto), envolto por uma bobina indutora de campo magnético.

Este líquido é submetido a um forte campo magnético estático ($\vec{B}$) de forma a polarizar os spins dos núcleos de hidrogênio com orientação perpendicular ao campo geomagnético.

Após um período de magnetização suficiente para polarizar parte significativa da amostra, o campo magnetostático é removido de forma adiabática, restando apenas a influência do campo a ser medido sobre os spins que passam a precessar ao redor deste campo com uma determinada velocidade e momento angular ($\vec{m}$). Desta forma, a frequência da precessão (ω_0), a chamada de frequência de Larmor, torna-se uma medida direta da intensidade do campo magnético medido (Telford *et. al*, 1990).

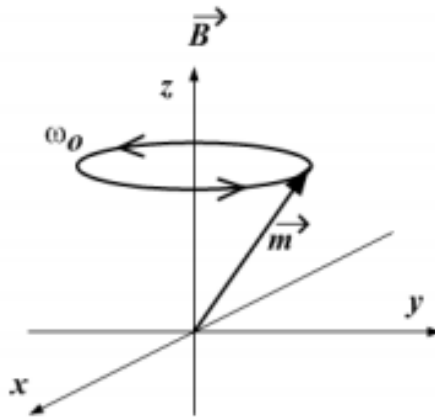


Figura 6.19 – Representação da precessão magnética do próton: ω_0 é a frequência de precessão, $\vec{B}$ é o campo externo e $\vec{m}$ é o momento angular magnético.

Um campo magnético externo $\vec{B}$ exerce uma força sobre o dipolo magnético do núcleo, causando um torque T que produz uma precessão com frequência radial ω_0 , similar àquela experimentada por um giroscópio sob a ação da gravidade (Figura 6.19).

$$\vec{T} = \vec{m} \times \vec{B} \quad (\text{Equação 6.40})$$

Em equilíbrio, a relação entre torque, taxa de precessão e momento angular é dada por:

$$\vec{m} \times \vec{B} = \omega_0 \times \vec{L} \quad (\text{Equação 6.41})$$

Resolvendo a equação 6.41 e extraindo a magnitude da frequência de precessão:

$$\omega_0 = \left(\vec{m} / \vec{L} \right) \cdot |\vec{B}| \quad (\text{Equação 6.42})$$

A razão entre as grandezas vetoriais $\vec{m}$ e $\vec{L}$ é uma constante escalar, chamada de razão giromagnética γ .

$$\gamma = \vec{m} / \vec{L} \quad (\text{Equação 6.43})$$

Esta constante, característica para cada núcleo atômico, tem seu valor mais alto para o próton, conseqüentemente, para o núcleo de hidrogênio.

Da equação 6.44, retiramos a frequência da precessão (Cory 2001) chamada de frequência de Larmor, igual ao produto da razão giromagnética do próton, pelo módulo do campo influente:

$$\omega_0 = \gamma \cdot |\vec{B}| \quad (\text{Equação 6.44})$$

Contudo, o magnetômetro Overhauser, usa o “efeito Overhauser” que consiste na transferência da polarização de spins dos spins dos orbitais eletrônicos para os prótons dos núcleos de hidrogênio. A interação do campo magnético com os prótons excitados produz nestes um movimento de precessão, com frequência proporcional a intensidade do campo - a frequência de Larmor.

Da mesma forma que no magnetômetro de prótons, a precessão dos prótons pode ser detectada por uma bobina montada em torno do líquido hydrogenado. A diferença é que no Overhauser uma radiofrequência aplicada ao sistema substitui completamente a polarização magnetoestática pulsada. Assim, a precessão é mantida continuamente ativa pela transferência repetida de energia dos spins eletrônicos para os nucleares, a partir da excitação produzida por uma onda eletromagnética de radiofrequência aplicada ao sistema.

Em substituição ao campo magnetostático de alta intensidade do magnetômetro de precessão, o Overhauser faz uso do acoplamento de spins elétron-próton para a polarização do sensor, por um processo também conhecido como polarização dinâmica nuclear (DNP). Substâncias com radicais livres devidamente selecionadas são acrescentadas ao líquido hydrogenado, de forma que os elétrons não ligados destes radicais possam ser estimulados pela radiofrequência a um determinado nível de transição.

A partir da equação (5.43), podemos calcular as frequências de Larmor produzidas pelo campo geomagnético. Para os prótons, o sinal situa-se entre 0,6 e 3 kHz enquanto para o elétron, a faixa é de 0,6 a 2,1 MHz.

Entretanto, pode-se perceber que a utilização direta do elétron para a dinamização do próton apresenta um problema imediato: assim como o próton, sua frequência também depende do campo a ser medido. A solução está no uso de um líquido especial com isótopos selecionados de tal modo que um núcleo com momento magnético não nulo exista nas proximidades do elétron livre. O campo produzido por esses isótopos são muito maior que o campo terrestre, predominando sobre o elétron e fixando sua frequência de ressonância em um valor determinado e independente do campo a ser medido.

Uma das grandes vantagens desse equipamento é a sua capacidade de produzir valores quase contínuos de leituras, devido ao seu baixo intervalo de leitura, produzido graças ao líquido especial utilizado e ao auxílio da excitação de radiofrequência.

A principal vantagem do uso deste equipamento em relação aos magnetômetros convencionais consiste em ser um sensor *omnidirectional*, ou um sensor capaz de fazer leituras do campo magnético terrestre total em qualquer direção de acoplamento do sensor.

Isto é possível devido à construção da bobina. Os equipamentos convencionais possuem a bobina enrolada em formato de solenoide (Figura 6.20), onde o campo flui em uma direção preferencial dentro da bobina, sendo necessário alinhar o sensor sempre perpendicular à declinação do campo magnético terrestre a fim de se fazer leituras. Caso o sensor não esteja alinhado na direção preferencial, ocorre o efeito Zeeman, que é dependente da direção do campo magnético. Isto cria “zonas-mortas” em volta do sensor e se manifesta em perda do sinal quando o sensor está mal orientado. Entretanto, a tolerância é alta, geralmente entre 10° e 80° de orientação do sensor (Hrvoic & Hollyer, 2014).

Diferentemente dos magnetômetros convencionais, o Overhauser elimina completamente esse efeito de zona-morta. Consiste de uma bobina toroidal (Figura 5.12) imersa no líquido de prótons com a bobina enrolada em formato de rosca. O sensor é então *omnidirectional* porque algumas partes da bobina sempre vão ter o eixo perpendicular ao campo. Esse sistema foi originalmente proposto por Serson em 1962. O Overhauser também é insensível aos ruídos de passa-banda homogêneos externos e a geometria toroidal cancela o dipolo do campo magnético da corrente polarizada.

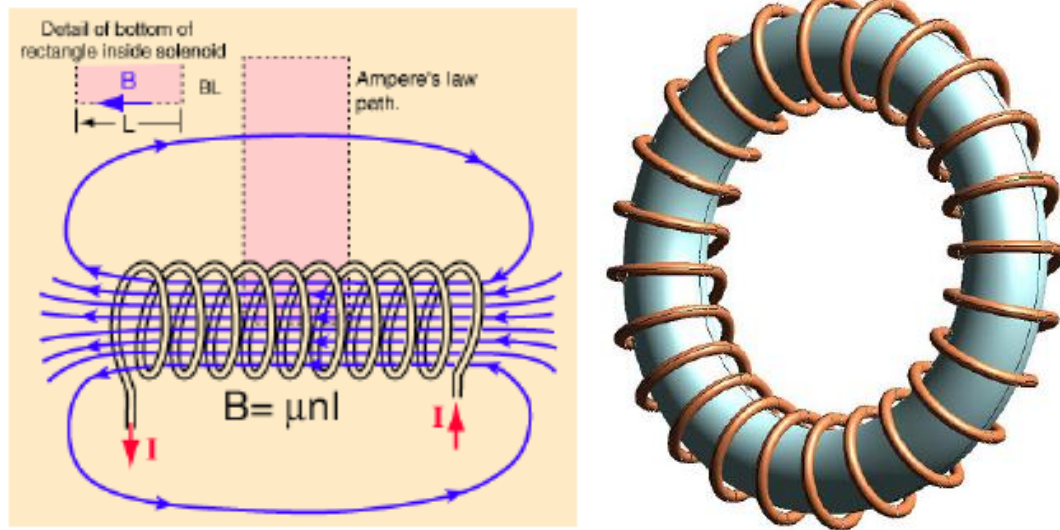


Figura 6.20 – Bobina em formato de solenoide à esquerda e em formato toroide à direita (Koehler, 2012).

6.3.1 Localização de perfis de magnetometria e vias de acesso

O levantamento terrestre de magnetometria consistiu na coleta 105 km de perfis distribuídos preferencialmente na direção perpendicular ao GBSSR (Figura 6.21). Realizado principalmente sobre as estradas de terra principais e secundárias.

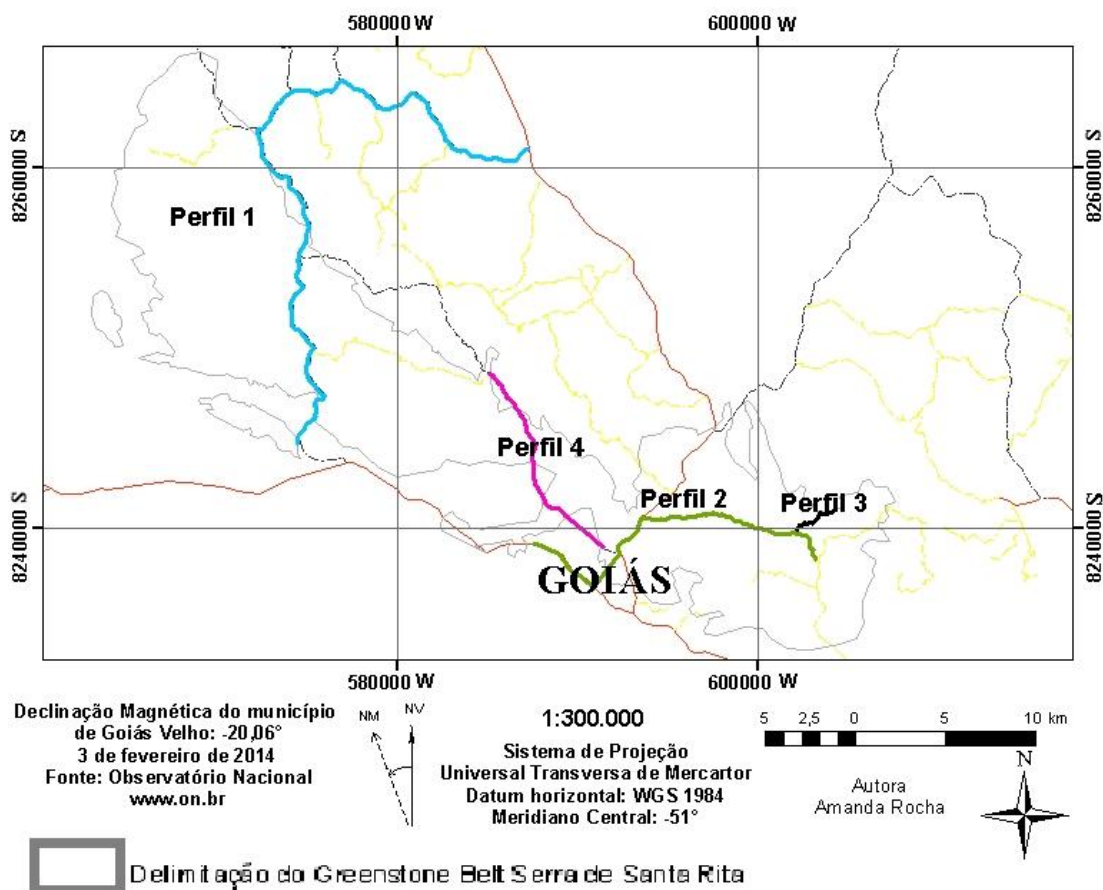


Figura 6.21 – Mapa de localização dos perfis de magnetometria terrestre.

6.3.2 Nova Metodologia de aquisição de dados de magnetometria

O presente estudo baseia-se principalmente na nova metodologia de aquisição de dados de magnetometria terrestre transportado. Devido ao grande desgaste dos operadores em levantamentos convencionais, com o transporte dos equipamentos e suprimentos, além de condições climáticas adversas, idealizou-se um sistema que minimiza o desgaste e aumenta o rendimento do trabalho e qualidade dos dados pela grande resolução obtida com alta taxa de amostragem.

O sistema consiste no magnetômetro rover acoplado sobre um automóvel com uma haste de madeira, a uma distância de 1,5 metros da carroceria (Figura 6.23). O equipamento foi configurado para adquirir dados a cada 3 segundos e o GPS *Garmin Etrex 30* (Figura 6.22) a cada 15 segundos, posteriormente, com a correta rotina de processamento ambos os dados são integrados. Para tanto, no início do trabalho configurou-se ambos com a mesma hora.



Figura 6.22 – GPS *Garmin Etrex 30*.

Para que o magnetômetro rover pudesse fazer leituras independente do operador, este foi configurado como “magnetômetro base”, onde o ajuste do tempo de ciclo de leitura pode ser realizado.

Uma vez que o carro se movimentava a uma velocidade média de 7km/h e o equipamento fazendo leituras a cada 3s foi possível obter dados com espaçamento de aproximadamente 6 m.

A fim de validar a metodologia de levantamento foi executado um perfil para comparar o dado adquirido pelo sistema transportado e da forma tradicional, de caminhada (Figura 6.24).

Ao analisar o dado estatisticamente conclui-se que segue a técnica segue a mesma tendência do caminhada. Portanto, a realização do levantamento magnético terrestre usando o sistema montado sobre o automóvel pode ser realizado de modo satisfatório, em função da velocidade e da alta taxa de amostragem do dado em comparação ao método convencional de caminhada.



Figura 6.23 – Magnetômetro rover acoplado ao carro

A comparação das curvas do campo magnético total medido no perfil de controle realizado. A leitura foi adquirida no mesmo local pelo método convencional de caminhamento, em verde, e pelo método transportado, vermelho.

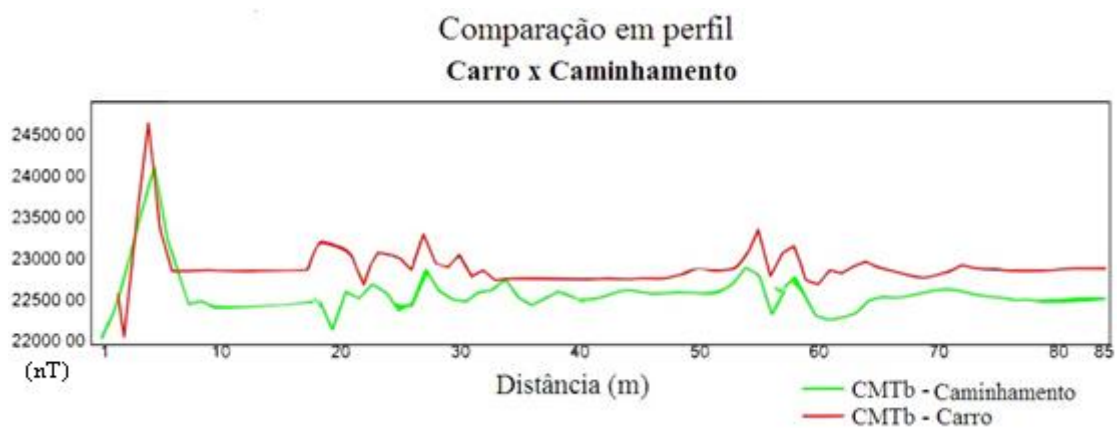


Figura 6.24 – Comparação entre as curvas do CMT medido em perfis de caminhamento e transportado.

CORREÇÃO DO ERRO DE PARALAXE

O erro de paralaxe acontece em função da defasagem observada entre o tempo de medição do magnetômetro e o GPS. Para determinar o erro de paralaxe o automóvel adquire dados em sentidos opostos em uma mesma linha definida sobre uma anomalia magnética conhecida.

A Correção de Paralaxe está associada ao valor deslocado do tempo de amostragem, de modo que as feições observadas nas duas direções de amostragem se tornem coincidentes (Ribeiro, 2011).

A fórmula da Correção de Paralaxe é dada por:

$$C(t_0) = C(t_0 \pm I) \quad (\text{Equação 6.45})$$

Onde C representa o valor do campo magnético total, t_0 é o tempo de amostragem, I é o valor do intervalo de tempo a ser deslocado no banco de dados.

CORREÇÃO DE VARIAÇÃO DIURNA

Medidas repetidas do campo principal em localidades fixas mostram que os elementos do campo magnético estão sobre influência de mudanças temporais em escalas temporais variando de milissegundos a milhões de anos. Variações de curto-período (anuais ou menores) são causadas principalmente por fontes externas, assim como correntes elétricas na ionosfera. Essas mudanças temporais são manifestadas de várias maneiras, variando de comportamentos muito periódicos, assim como a variação diurna, até tempestades magnéticas (Blakely, 1995).

Desse modo se faz necessária a correção da variação diurna para a retirada da tendência relacionada à incidência da radiação solar ao longo do dia. Para a realização da correção, uma base magnetométrica foi instalada na região de Faina/GO.

Contudo, como é possível observar na Figura 6.25, o magnetômetro base teve problema de bateria, desligando automaticamente por volta de 13:50h do primeiro dia de levantamento de magnetometria 02/05/2014. Com isso, para correção da variação diurna foi necessário usar os dados da base magnética de Vassouras (VSS) que está localizada em Vassouras/RJ e pertence ao Observatório Nacional.

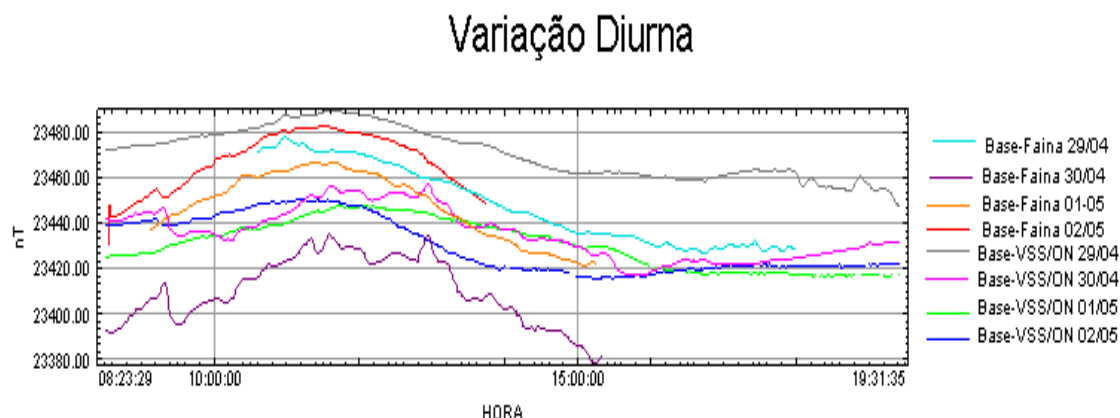


Figura 6.25 – Comparação entre as curvas de variação diurna entre as bases magnéticas de Faina e Vassouras entre os dias 29/04/2014 a 02/05/2014.

Os dados das bases magnéticas foram analisados estatisticamente e possuem uma média de variação de intensidade do campo magnético total na ordem de 22 nT e desvio padrão médio de 8,8.

Essa pequena variação acontece por causa da distância da base magnética de Vassouras à região do levantamento. Para o caso do Brasil, em região de baixas latitudes (aproximadamente 15°), é possível usar bases magnéticas com distância de até 400 km sem problemas (Vasconcelos, 1990). Para corrigir a variação entre as bases magnéticas, ajustou-se os dados de VSS o mais próximo da realidade local, somando-se 22 nT ao campo magnético total.

Conclui-se a partir dos dados que estes seguem a mesma tendência, sendo válida a utilização da base magnética de Vassouras para o levantamento em questão.

Por fim os dados adquiridos com o rover durante a campanha de magnetometria nos dias 01 e 02/05/2014 foram corrigidos com sucesso quanto à variação diurna.

CORREÇÃO DO IGRF

As fontes internas do campo geomagnético estão localizadas primariamente em duas regiões da Terra. A maior parte do campo é gerado no fluido do núcleo externo por um complexo processo dinâmico-hidro-magnético sendo conhecido como campo do núcleo. O remanescente, conhecido como campo crustal se origina principalmente de

uma camada relativamente fina da crosta. O manto é comumente considerado não magnético (Blakely, 1995).

Deste modo para a determinação da profundidade das rochas magnéticas, convencionou-se um ajuste para retirada da influência do campo do núcleo sobre os dados, conhecido como IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*).

Cerca de 90% do campo magnético terrestre pode ser representado pelo campo de um dipolo magnético no centro da Terra, inclinado cerca de $11,5^\circ$ em relação ao eixo de rotação. O momento magnético desse dipolo geocêntrico pode ser calculado a partir do campo observado (Kearey *et al.* 2002). Se esse campo dipolo for subtraído do campo magnético observado, o campo residual pode ser aproximado pelos efeitos de um segundo dipolo, menor. É necessária a aproximação sucessiva, uma vez que o campo geomagnético varia com o tempo. A técnica de aproximação sucessiva do campo observado é conhecida como análise de harmônicos esféricos – o equivalente da análise de Fourier em coordenadas polares esféricas.

Com a subtração do IGRF do campo magnético total observado, obtém-se o campo residual anômalo, relacionado ao campo magnético das rochas da crosta. A figura 6.26 exemplifica em perfil a correção do IGRF aplicada.

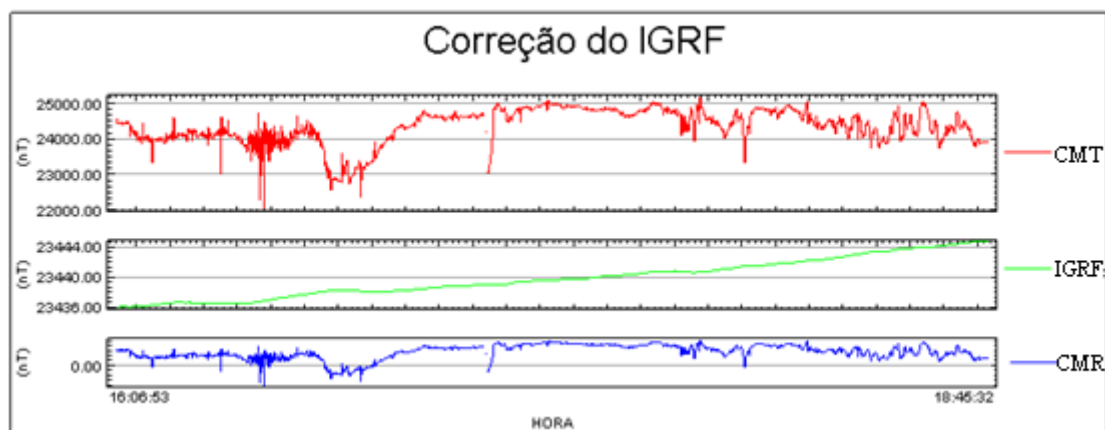


Figura 6.26 – Exemplo de correção do IGRF aplicado a um dos perfis.

FILTRAGEM

Foram testados diferentes métodos de filtragem, dentre os quais a filtragem não linear se mostrou a mais poderosa. A figura 6.27 evidencia o efeito desta filtragem de 1ª ordem que suaviza os ruídos de alta frequência mantendo a anomalia intacta.

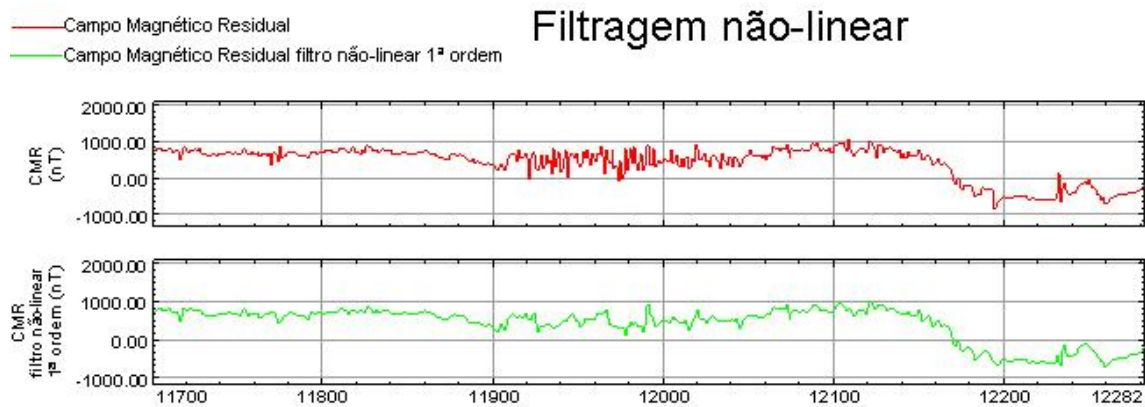


Figura 6.27 – Figura evidencia perfil de filtragem não-linear de 1ª ordem.

O objetivo desta filtragem é conseguir a separação de anomalias o mais radical possível: se for eliminar uma anomalia deve ser completamente, ou caso conserve uma anomalia deve mantê-la intacta. O parâmetro básico do método consiste da largura das anomalias. Certamente a profundidade da estrutura não é proporcional à largura da anomalia, entretanto, essas duas quantidades são suficientemente próximas que a largura das anomalias constitui um parâmetro válido de perfis filtrados (Naudy & Dreyer, 1967). Com isso o primeiro critério utiliza a meia diferença para encontrar S :

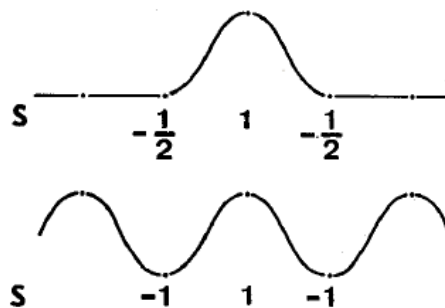


Figura 6.28 – Figura evidencia primeiro critério de filtragem (Figura retirada de Naudy & Dreyer, 1967).

$$S = y_n - (y_{n-1} + y_{n+1}) / 2 \quad (\text{Equação 6.46})$$

Este teste da meia diferença é necessário, mas não suficiente, pois não diferencia a anomalia de arco e vários arcos. O que conduz ao segundo critério representado na Figura 6.29.

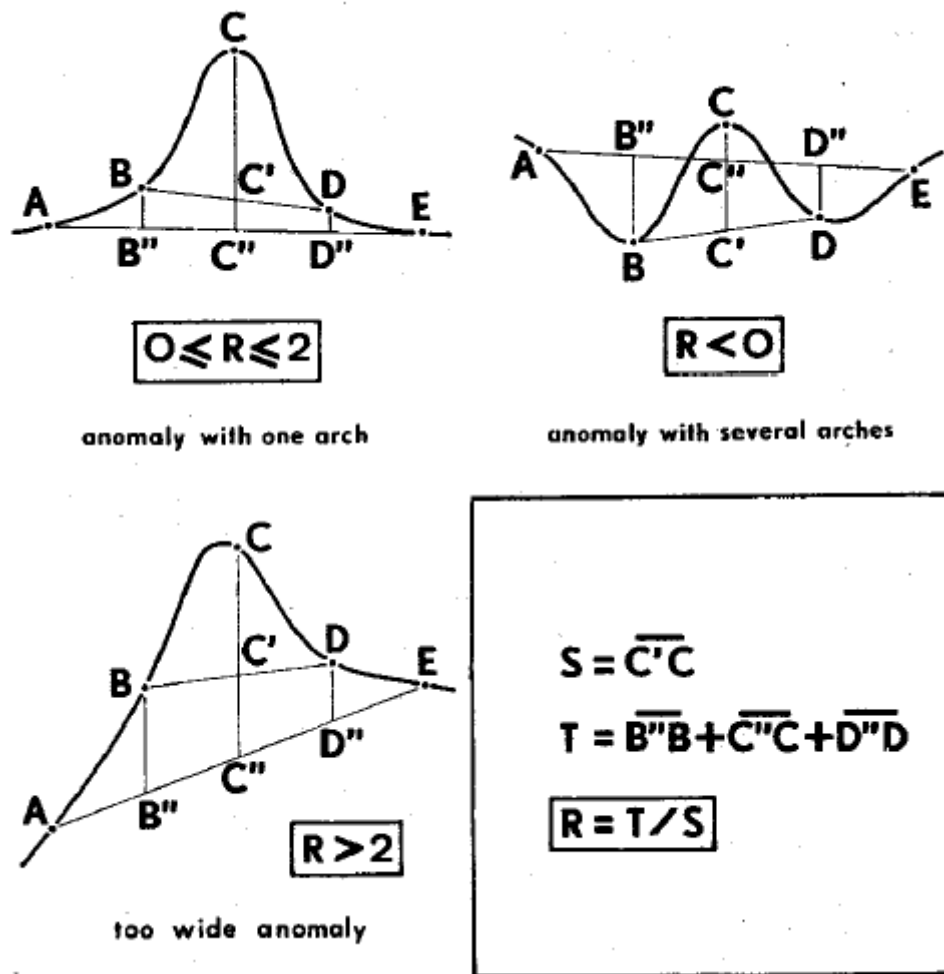


Figura 6.29 – Figura evidencia segundo critério de filtragem (Figura retirada de Naudy & Dreyer, 1967).

A figura 6.29 mostra três casos de anomalias diferentes S , representadas por $\overline{C'C}$, quantidade que é uma aproximação da área do perfil localizada acima $\overline{AE}$. No caso de uma anomalia igual ao espaçamento da amostragem, t está perto de S , isto é, a razão:

$$R = T / S \quad (\text{Equação 6.47})$$

No caso de uma anomalia em vários arcos da mesma largura, T é o S de sinal oposto, de modo que R é negativo. Finalmente, no caso de uma anomalia significativamente maior que o intervalo de amostragem, t é maior do que o S , de modo que R é grande. Este evento também pode ocorrer mesmo se o primeiro critério é satisfeito, isto é, se S tem sinal alternado.

O método consiste de dois testes sucessivos, o primeiro no sinal de S, o segundo no valor de A. Se estes testes indicam que, no ponto em causa não há nenhuma anomalia da largura buscada, o perfil é deixado como está neste lugar. Se o teste revela uma anomalia à largura requerida, um tratamento é realizado. Este tratamento difere de acordo com uma anomalia de um arco ou mais arcos (Naudy e Dreyer, 1967).

Após a retirada de ruídos de alta frequência através da filtragem não linear de 1ª ordem foram testados diversos outros filtros a fim de suavizar o alto detalhe do dado terrestre para validação comparando com os dados aéreos disponíveis. Dentre os métodos o que apresentou melhores resultados foi o filtro não linear de 20ª ordem. A figura 6.30 evidencia seus efeitos de suavização da anomalia e como o dado se aproxima do aéreo acompanhando a mesma tendência.

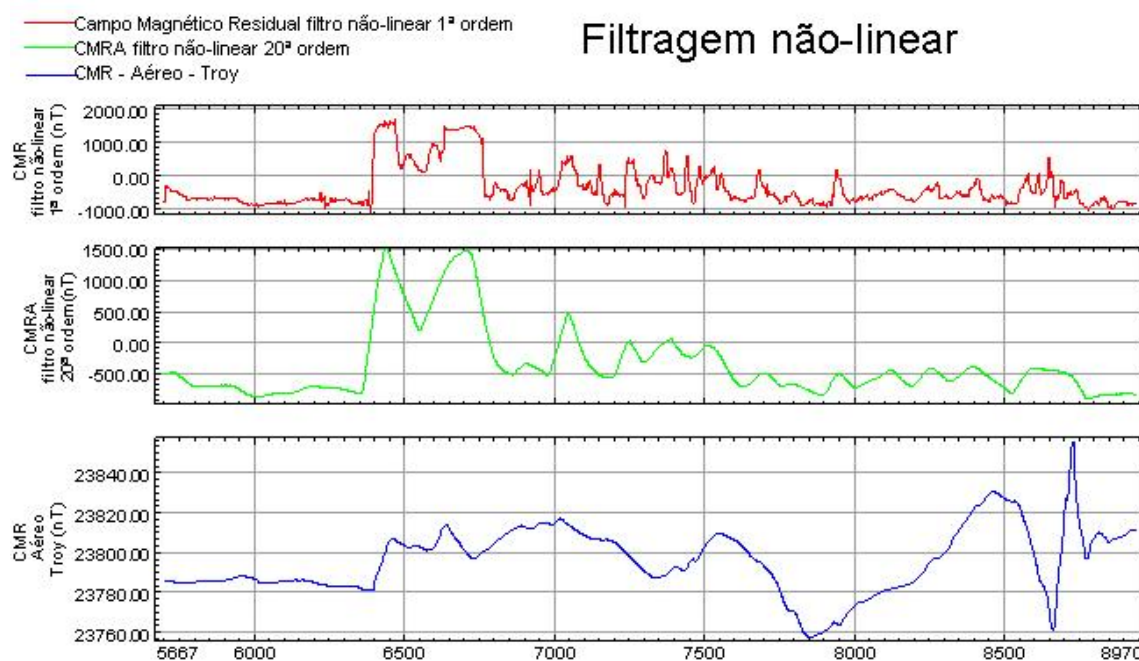


Figura 6.30 – Figura evidencia filtragem não linear de 20ª ordem.

CAPÍTULO 7

7. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados oriundos do processamento dos dados gravimétricos e magnetométricos obtidos durante o levantamento de campo. Com isso, pretende-se compreender a compartimentação e estruturação da crosta local no que diz respeito a variação do campo gravitacional e sua correlação com a geologia e a magnetometria.

7.1 LEVANTAMENTO GEODÉSICO E GRAVIMÉTRICO

O mapa de anomalia *Bouguer* apresenta, de modo geral, a variação da densidade, tendo em vista que ele considera a existência de uma placa de rocha de densidade estipulada (2.67 g/cm^3 , neste trabalho) abaixo de cada ponto observado. Porém, devido à limitação do método, apesar dos resultados levarem em conta a diferença em relação a densidade, cada anomalia gravimétrica apresentada, pode ter várias fontes possíveis gerando o mesmo sinal (efeito da ambiguidade; KEAREY *et al.* 2009).

De modo geral nota-se que localmente através da figura 7.1 ocorre o aumento da anomalia *Bouguer* para oeste, relacionado à Formação Manoel Leocádio. Ao leste, observa-se a diminuição do gradiente de densidade, relacionado à formação Digo-digo e ao Granito Pau de Choro. Os perfis atingiram variação média de 20 mGal.

A figura 7.2 apresenta os dados estatísticos obtidos da anomalia *Bouguer*, que mostram uma amplitude de resposta da ordem de 50 mGal (variando de -60 mGal a -10mGal, aproximadamente) e mostram um tendência bimodal, o que permite a interpretação de que há uma variação brusca na natureza das fontes. A coluna à esquerda representa a frequência da amostra, à direita a frequência acumulada e o eixo horizontal é a distribuição da anomalia *Bouguer*.

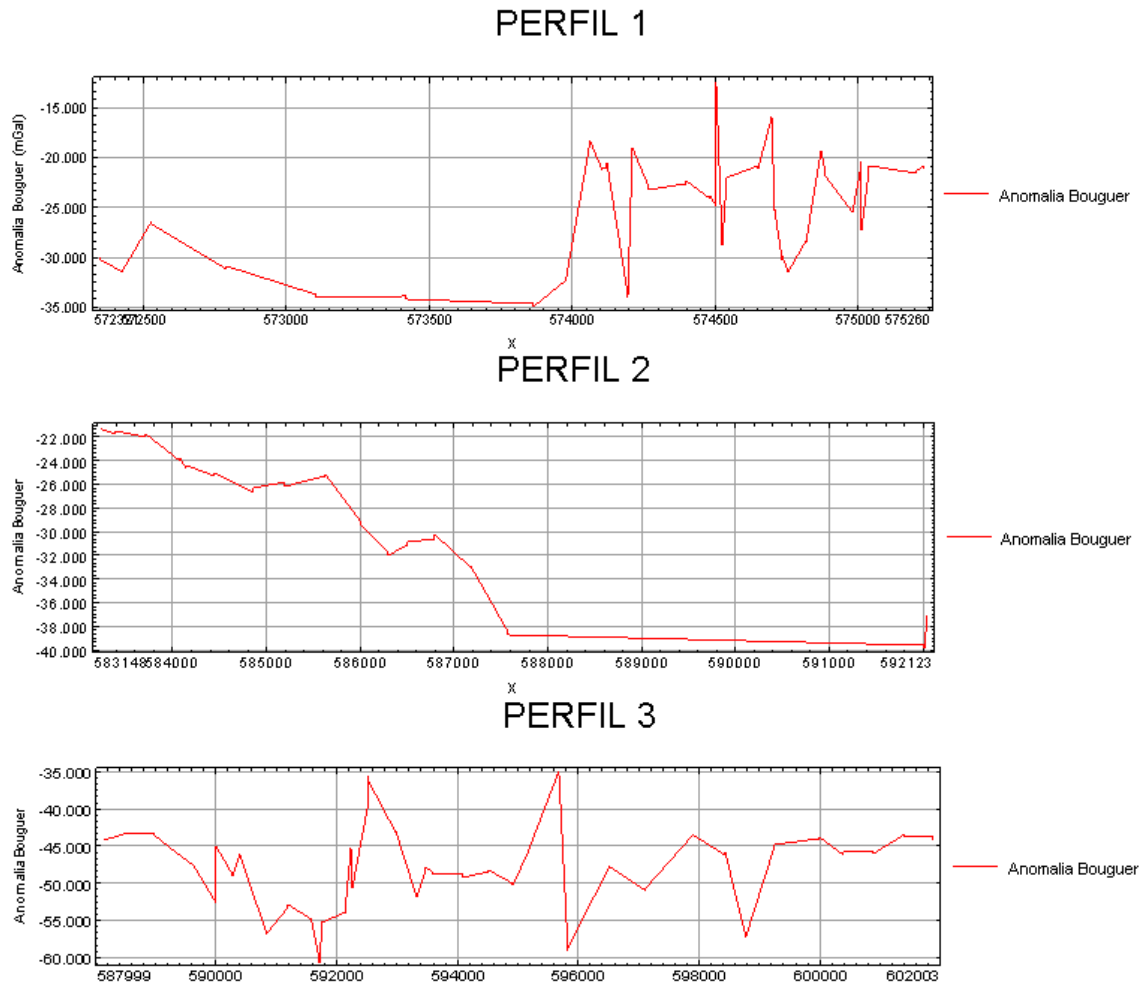


Figura 7.1 – Perfis da anomalia *bouguer* completa.

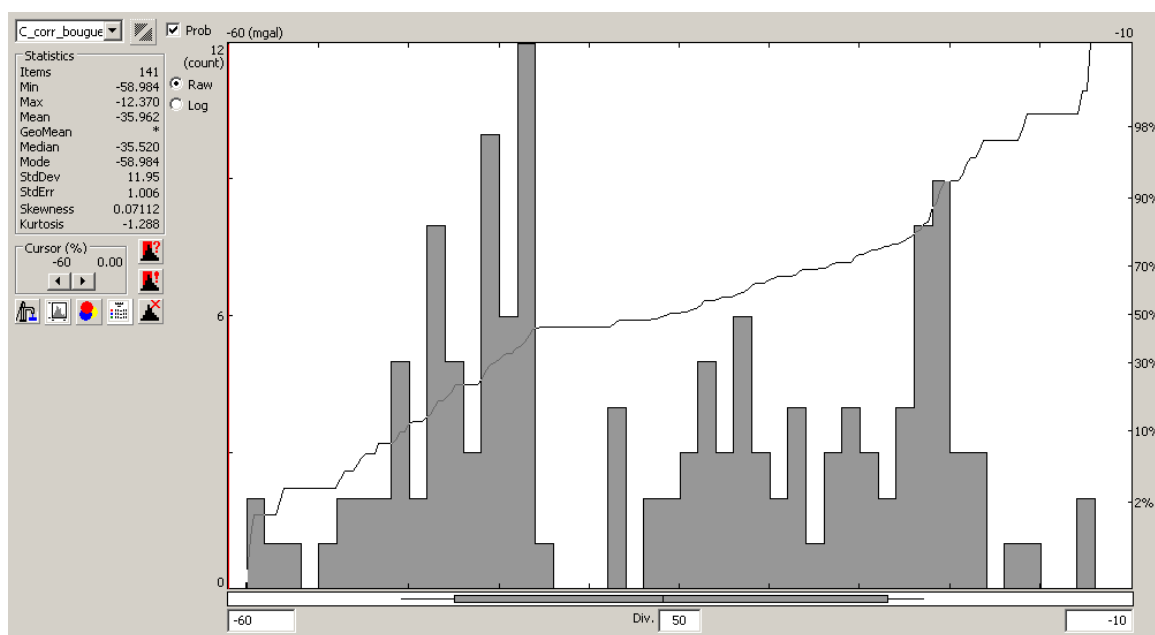


Figura 7.2 – Histograma dos dados de anomalia *bouguer* completa.

PROFUNDIDADE DE FONTES GRAVIMÉTRICAS

Embora a interpretação qualitativa dos mapas gravimétricos forneça uma noção sobre a geometria lateral das fontes anômalas, é necessário estimar a sua profundidade para conhecer melhor a estruturação vertical da crosta rasa.

Através do espectro radial de potência (Spector & Grant, 1970; Figura 7.3), pode-se inferir que as fontes anômalas mais profundas apresentam um número de onda menor do que 0.1 km^{-1} chegando a profundidades superiores à 250m, enquanto as fontes mais rasas chegam a apresentar número de onda da ordem de 1.5 km^{-1} , as fontes de profundidades intermediárias, entre 250m e a superfície, possuem comprimento de onda em torno de 0.1 a 0.7 km^{-1} . A frequência de Nyquist, onde a razão sinal ruído tende a chegar a valores muito baixos, ocorre a partir de 1.5 km^{-1} .

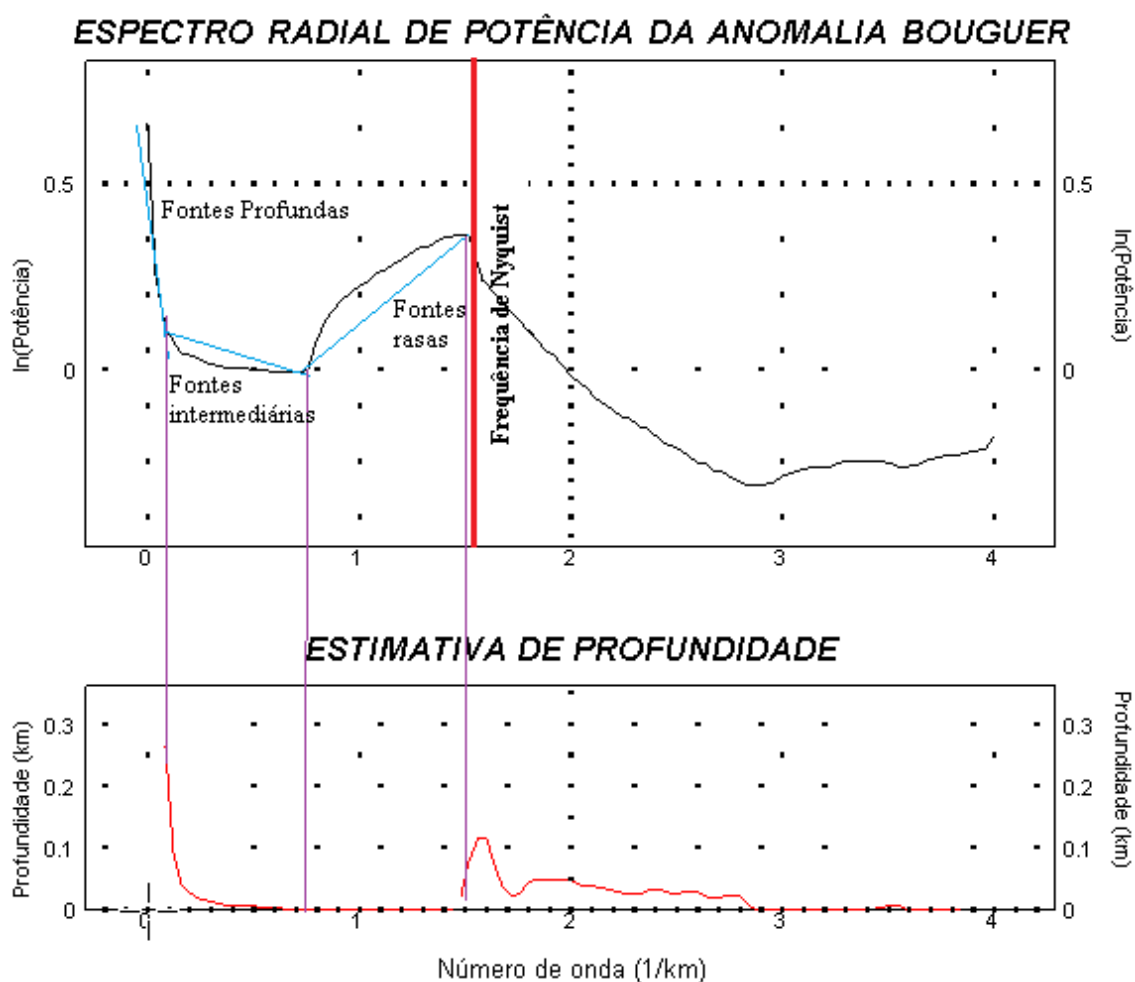


Figura 7.3 – Espectro radial de potência e estimativa de profundidade das anomalias gravimétricas geradas a partir do mapa da anomalia *Bouguer*. A razão sinal ruído é aceitável até 1.5 km^{-1} .

7.2. LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO

Para apresentação dos resultados de magnetometria terrestre é necessário primeiro a validação dos dados através da comparação com a aerogeofísica.

VALIDAÇÃO DA QUALIDADE DO SINAL

O funcionamento do magnetômetro consiste em um sistema toroidal capaz de realizar medidas em todas as direções, contudo, a medida varia de acordo o fator de qualidade do sinal, que consiste do acoplamento do sensor nas diferentes direções em relação à declinação do campo magnético terrestre.

É de extrema importância a validação do fator de qualidade do sinal para a obtenção de um banco de dados apenas com leituras confiáveis. Para todas as leituras campo magnético, o fator de qualidade do sinal é armazenado no banco de dados na forma xy, onde x e y estão entre 0 e 9.

De acordo com GEM SYSTEMS (2008), o número X está associado com o tempo de leitura e é como um indicador de gradiente. O número 9 indica que o tempo máximo de leitura foi alcançado, enquanto o número 0 significa que o tempo foi muito curto. Os valores de X são obtidos diferentemente dependendo do ciclo de amostragem e do alcance do tempo de leitura.

O número Y representa a área embaixo da amplitude do sinal coincidente com o tempo de leitura. O número 9 indica condições ótimas e o número 0 significa leituras inaceitáveis. $X=0$ causa $Y=0$, mas não vice versa.

Para correção de validação do fator de qualidade do sinal, foi efetuado um tratamento para eliminar todas as leituras em que X ou Y fossem iguais à zero. As figuras 7.4 e 7.5 mostram o histograma com a estatística de cada fator, respectivamente.

A coluna escalonada representa a frequência acumulada em porcentagem no eixo da direita. A coluna individual representa a quantidade de pontos no eixo da esquerda. O eixo x representa-se pela distribuição possível do número (0 a 9). Os dados para o fator X mostram que a média ficou concentrada no número 4 e os dados para o fator Y mostram que a concentração da média ficou no número 9.

De modo geral os dados apresentam fator de qualidade razoável, com leituras confiáveis e válidas.

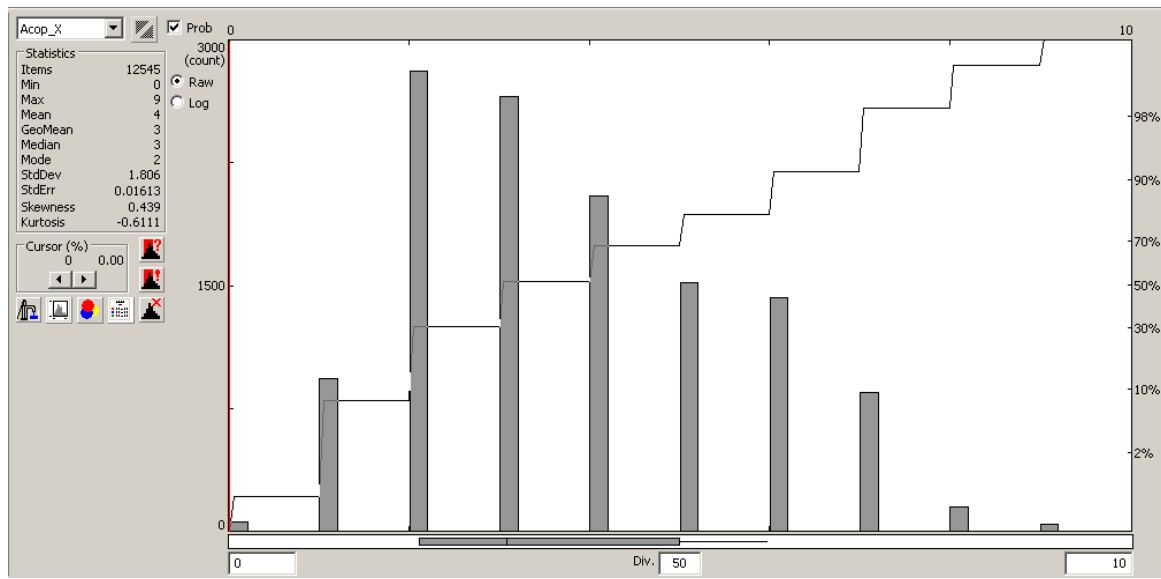


Figura 7.4 – Histograma da frequência de amostragem do fator X.

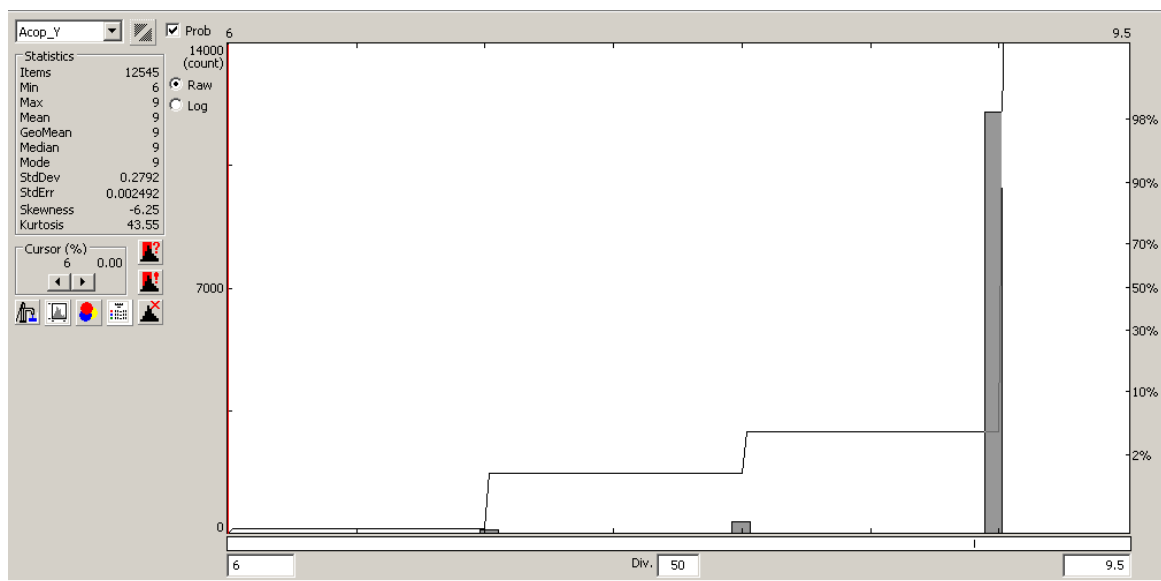


Figura 7.5 – Histograma da frequência de amostragem do fator Y.

Para melhor visualização da correlação do acoplamento do sensor com a velocidade do carro e as leituras do campo magnético residual os dados são apresentados na Figura 7.6.

Interpreta-se que apesar da variação da velocidade, nem o acoplamento nem a leitura do campo magnético são influenciados. Contudo, para um baixo acoplamento, a medida do campo magnético é modificada, sendo necessária a correção para amenizar a

grande discrepância dos dados quando quaisquer dos fatores de qualidade do sinal X ou Y chegam a zero.

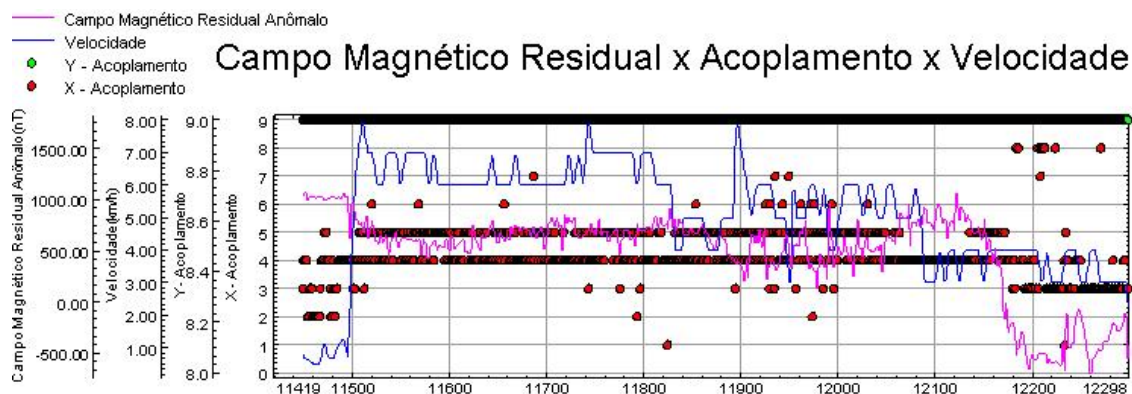


Figura 7.6 - Perfil com comparação entre campo magnético residual x acoplamento do equipamento x velocidade do automóvel.

VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS

Para validar os dados do levantamento terrestre transportado foi realizada a comparação com os dados aéreos disponíveis. Os perfis com os melhores resultados do campo magnético residual obtido apresentam-se em comparação aos dados aéreos nas figuras 7.7, 7.8, 7.9 e 7.10, para os perfis de 1 a 4, respectivamente.

Após a filtragem não linear de ordem 20 os dados são severamente suavizados aproximando-se o melhor possível dos dados aéreos. Deste modo evidencia-se que os dados terrestres seguem a mesma tendência dos dados aéreos, mostrando uma correlação válida.

Contudo, ainda assim, os dados terrestres mostram uma quantidade de anomalias muito maior. Isso pode ocorrer por dois motivos: o primeiro e mais provável, é devido à amostragem de alta resolução dos dados terrestres em comparação aos dados do PGBC (2km de espaçamento) e os dados da TROY (200m de espaçamento); o segundo motivo pode caracterizar-se devido à falta da compensação magnética do campo induzido pelo automóvel, contudo não se pode afirmar, pois não há dados para comprovação.

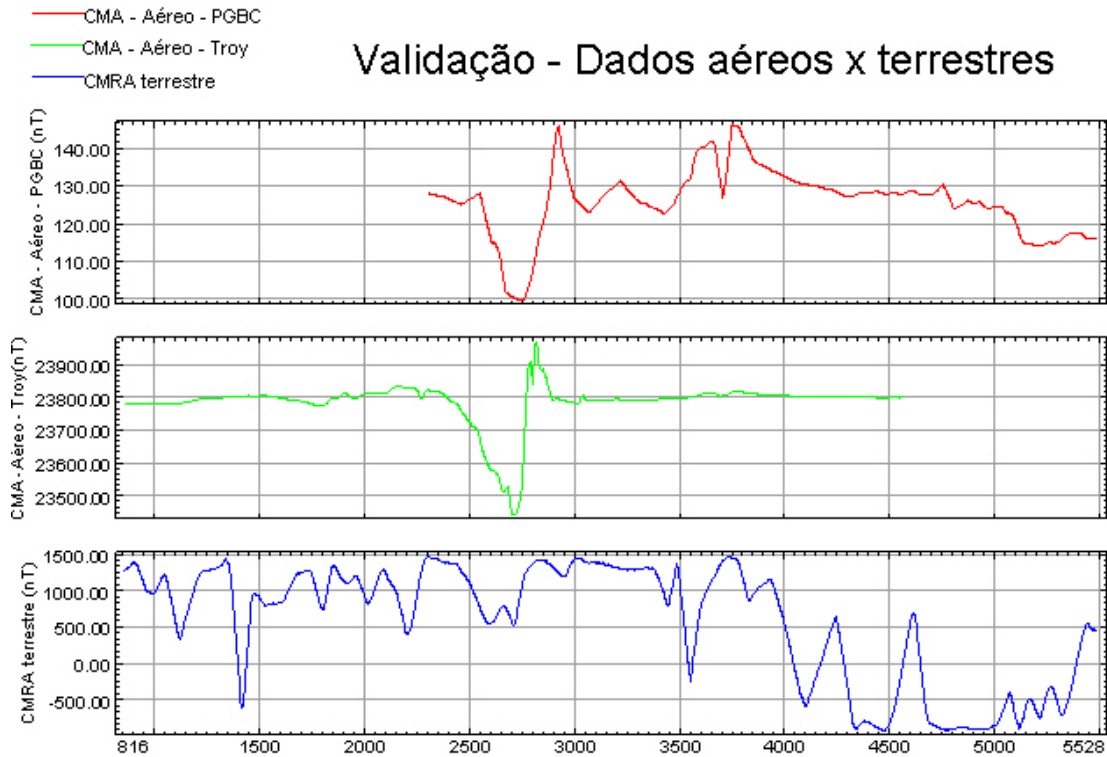


Figura 7.7 - Comparação dos dados aéreos e terrestres do Perfil 1.

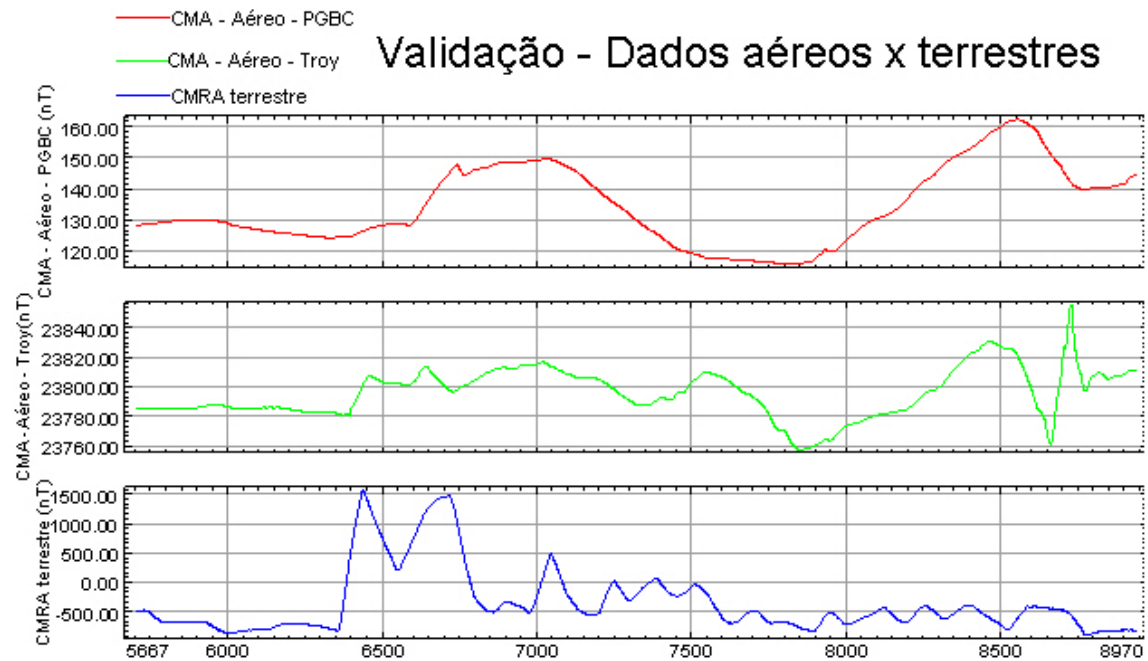


Figura 7.8 - Comparação dos dados aéreos e terrestres do Perfil 2.

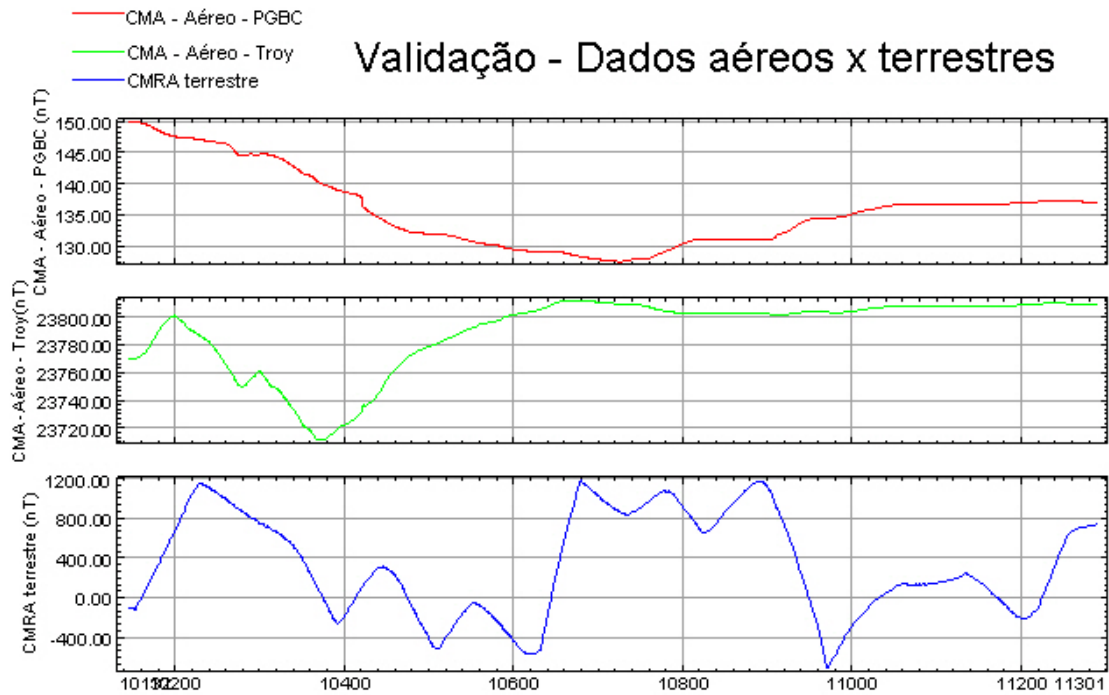


Figura 7.9 - Comparação dos dados aéreos e terrestres do Perfil 3.

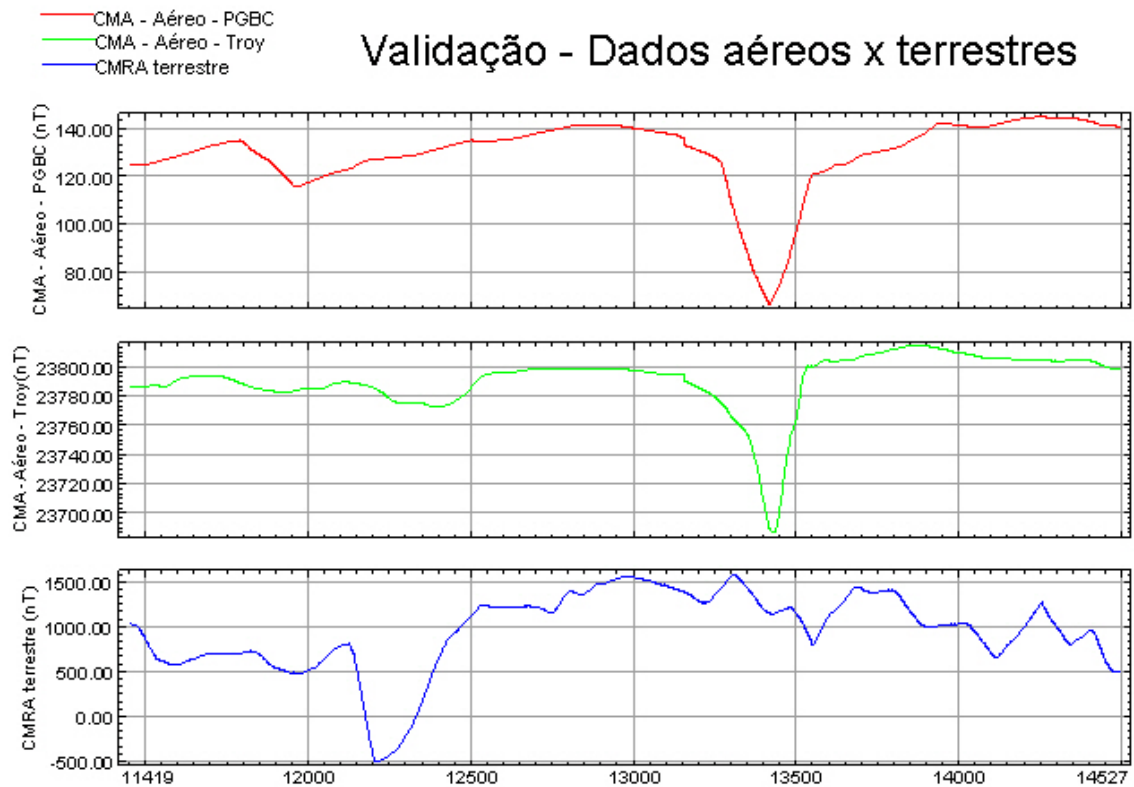


Figura 7.10 - Comparação dos dados aéreos e terrestres do Perfil 4.

ASSINATURA MAGNÉTICA

Foi realizada a análise da característica do sinal magnético em função da geologia local e variações na elevação do terreno. A Figura 7.11 mostra os perfis magnéticos adquiridos sobre mapa geológico. As Figuras 7.12, 7.13, 7.14 e 7.15 mostram o relacionamento entre os perfis do campo magnético residual, amplitude do sinal analítico e topografia do terreno, correlacionados com a geologia.

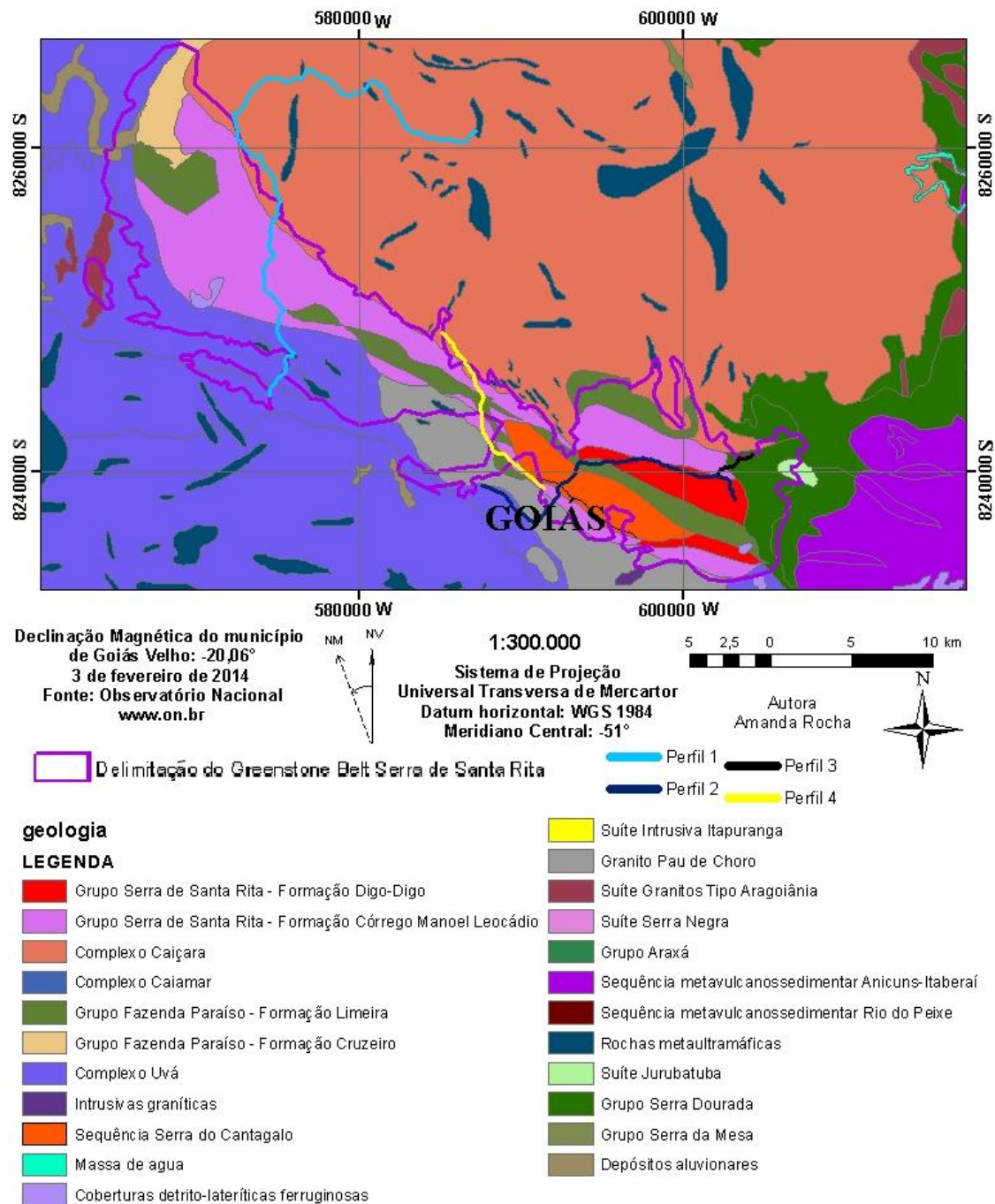


Figura 7.11 - Perfis do levantamento magnetométrico terrestre sobre a geologia local.

Os dados dispostos em forma de perfil apresentam nesta ordem, o campo magnético residual terrestre com filtro não linear de 20ª ordem, amplitude do sinal analítico, topografia com interpretação geológica proposta por este trabalho e a topografia com a interpretação segundo o mapa geológico do SIEG 2014.

A interpretação guiou-se principalmente pela amplitude do sinal analítico, que como explicado anteriormente no capítulo 5, tende a centralizar o corpo anômalo em subsuperfície. Para regiões de baixa latitude, como é o caso do Brasil, a assinatura magnética típica da amplitude do sinal analítico consiste de uma onda com dois altos separando os contatos laterais com outro tipo de rocha, o que fica no centro é a litologia buscada.

É importante ressaltar que após a interpretação segundo os perfis magnéticos, observou-se que os contatos litológicos propostos pelo SIEG (2014) estão provavelmente deslocados.

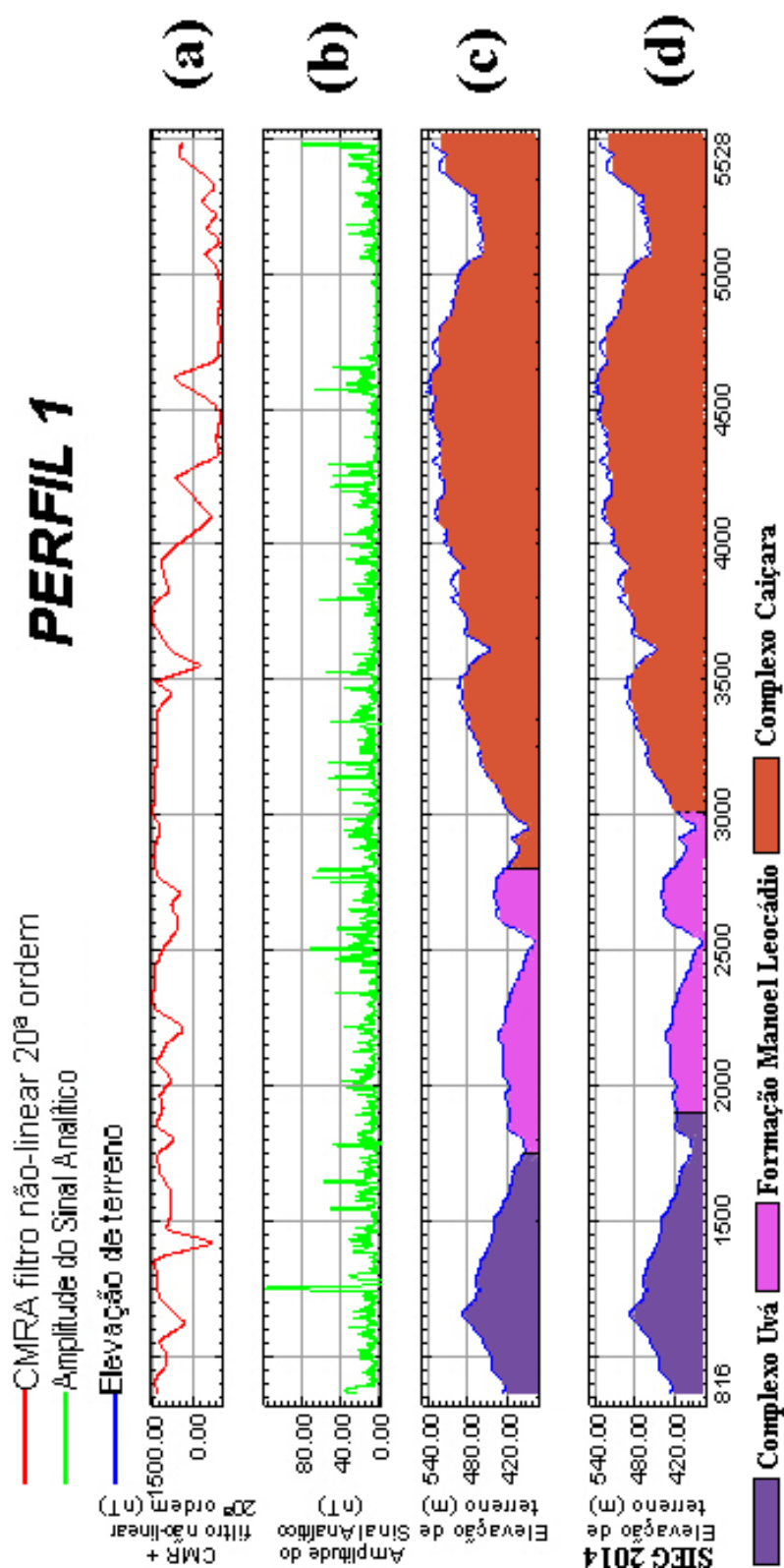


Figura 7.12 – Interpretação para o perfil 1 de magnetometria terrestre. A) Campo magnético anômalo residual; b) amplitude do sinal analítico; c) elevação do terreno com interpretação; d) elevação do terreno com interpretação segundo o SIEG 2014.

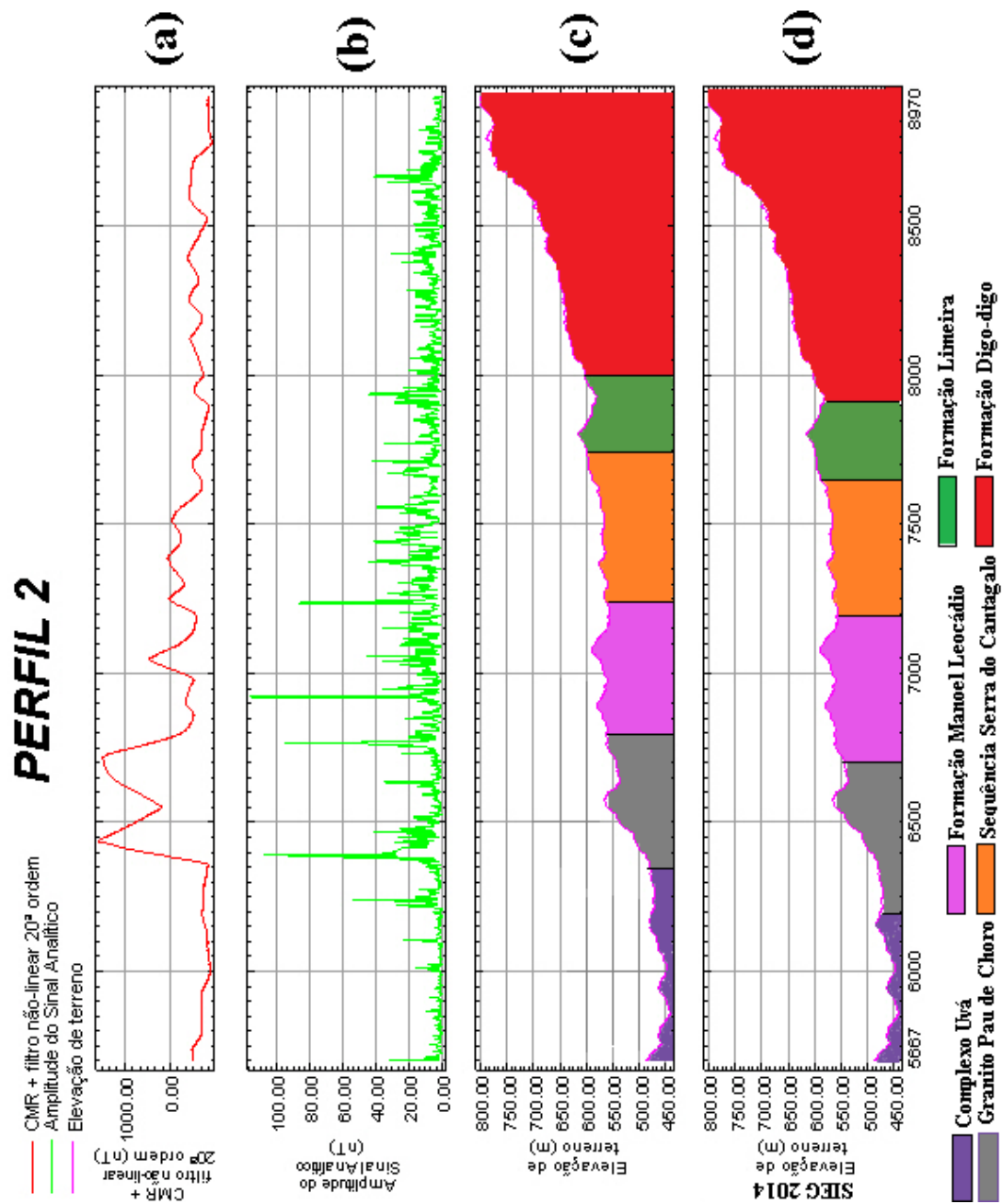


Figura 7.13 - Interpretação para o perfil 2 de magnetometria terrestre. A) Campo magnético anômalo residual; b) amplitude do sinal analítico; c) elevação do terreno com interpretação; d) elevação do terreno com interpretação segundo o SIEG 2014.

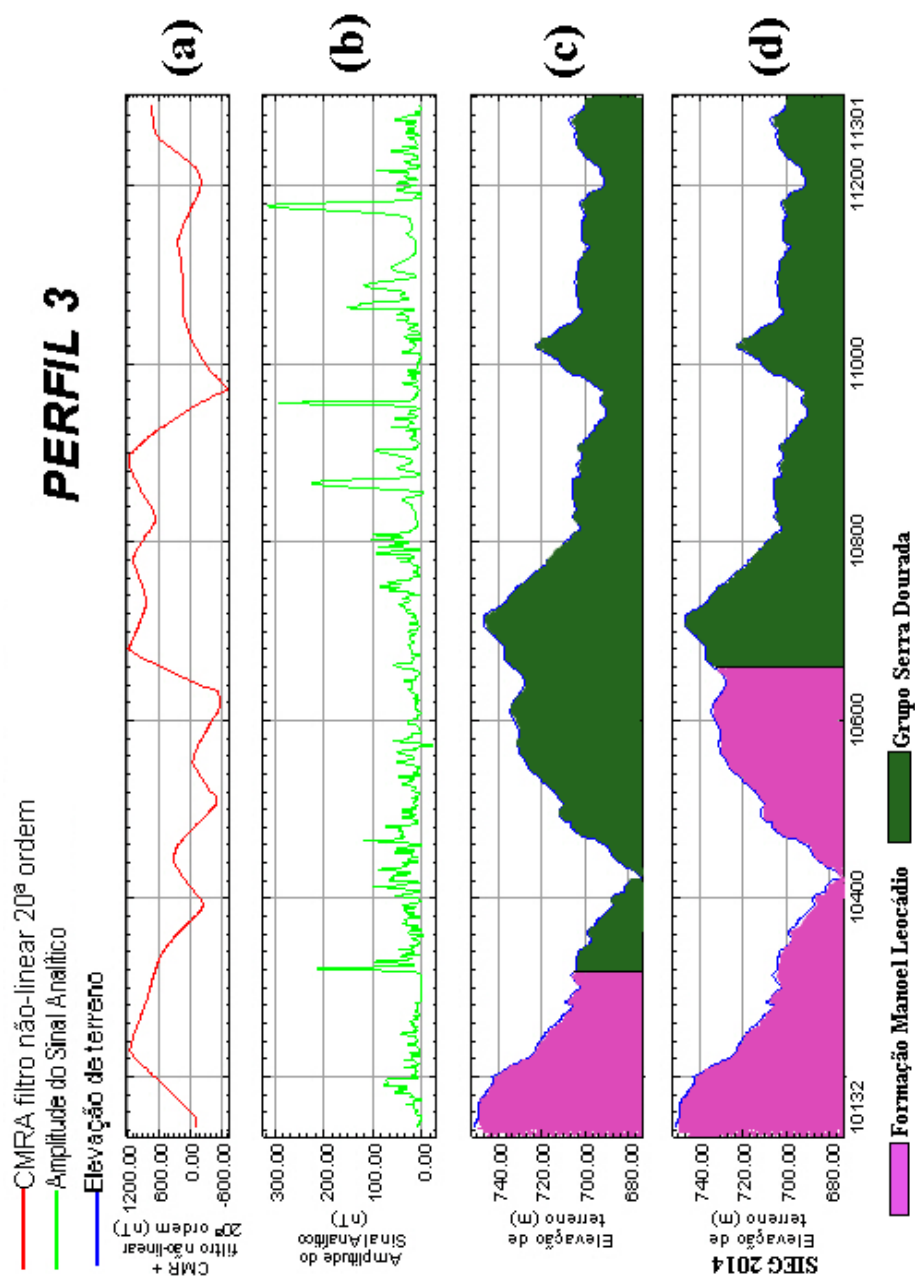


Figura 7.14 - Interpretação para o perfil 3 de magnetometria terrestre. A) Campo magnético anômalo residual; b) amplitude do sinal analítico; c) elevação do terreno com interpretação; d) elevação do terreno com interpretação segundo o SIEG 2014.

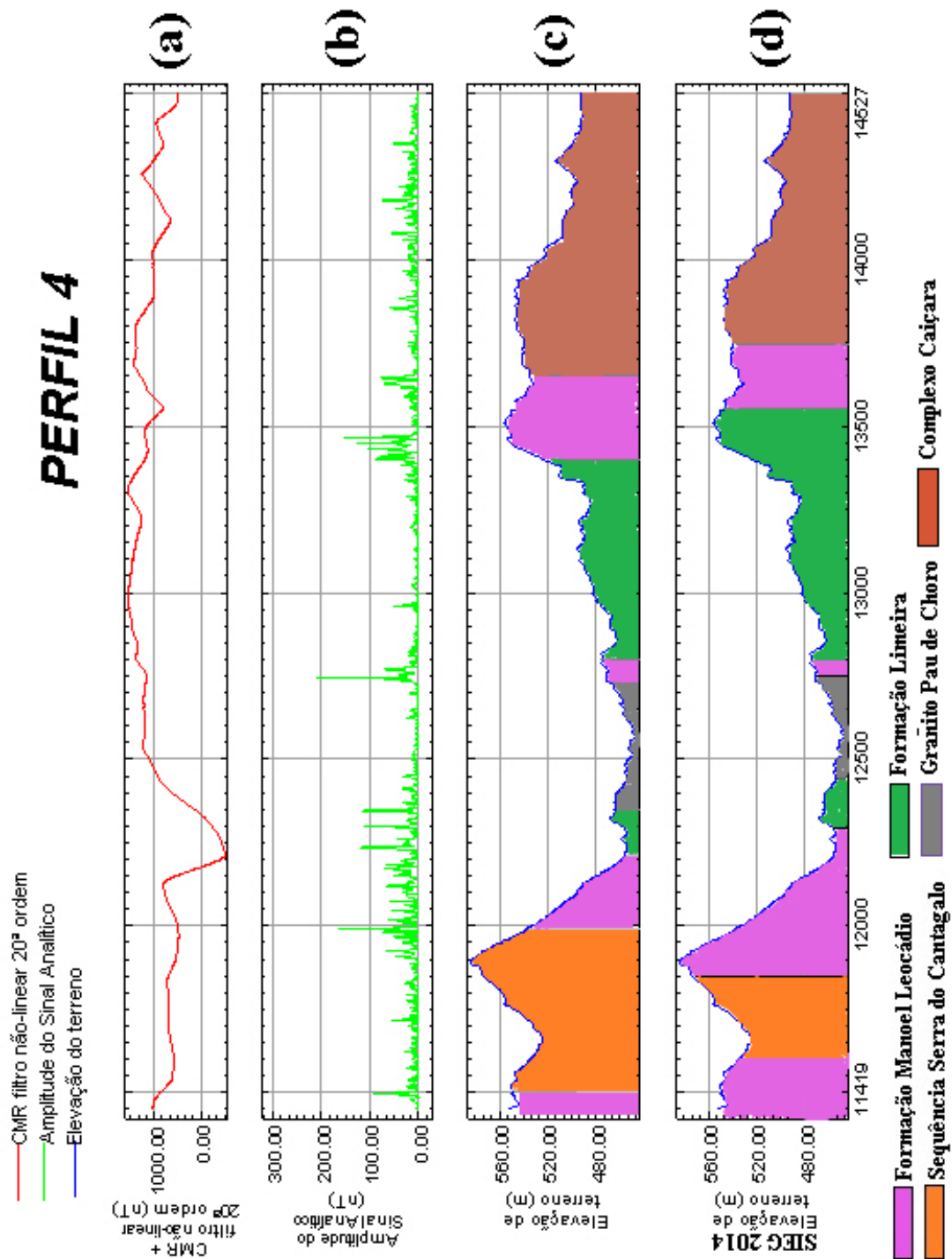


Figura 7.15 - Interpretação para o perfil 4 de magnetometria terrestre. A) Campo magnético anômalo residual; b) amplitude do sinal analítico; c) elevação do terreno com interpretação; d) elevação do terreno com interpretação segundo o SIEG 2014.

CAPÍTULO 8

8. CONCLUSÕES E SUGESTÕES

A associação entre as diferentes metodologias abordadas no projeto demonstrou ser uma ótima alternativa para o entendimento da crosta superficial da região do GBSSR. A aplicação dos métodos potenciais, com a compreensão das densidades e das susceptibilidades magnéticas como propriedades físicas relevantes, permitiu a identificação de estruturas e ainda a discriminação de domínios e interpretação geológica local.

Os perfis gerados mostram que o GBSSR possui rochas com gradiente de densidade aumentando em direção NW. Os parâmetros de entrada utilizados nos métodos de inversão possuem alta confiabilidade. Isto ocorre devido ao caráter matemático bem relacionado das vinculações, as quais permitem simular proximamente ao real, o substrato geológico em três dimensões, em específico o GBSSR.

Quanto aos dados de magnetometria terrestre, para a definição e consagração da nova metodologia de aquisição terrestre transportada, ainda mostra-se necessário uma correção da variação diária em relação à compensação do campo magnético induzido pelo carro. Este trabalho sugere então aderir linhas de controle ao levantamento.

Além disso, similar aos levantamentos aéreos, deve ser realizada uma compensação magnética dinâmica, para a eliminação do ruído induzido pelo movimento do carro. Os efeitos produzidos no *background* do campo magnético na região são medidos pelo acoplamento do magnetômetro em cada uma das direções. A melhor forma sugerida para realização desta compensação é realizar uma malha regular sobre anomalia conhecida. Os perfis paralelos e pontos repetidos ajudam a estabilizar o método. Essa série de leituras tem como objetivo variar o acoplamento vetor campo, fazendo medições ao longo de diferentes sentidos e direções. Os dados são então

processados com técnicas de regressão para determinar o conjunto de coeficientes de compensação do sistema. Deste modo, após a correção da variação diurna, o desempenho do sistema magnético transportado, determinado pela soma das amplitudes pico a pico dos registros feitos, não pode exceder o valor de 2 nT (Ribeiro, 2011). Isso garantirá a credibilidade das pequenas anomalias encontradas devido à alta resolução dos dados oriundas de uma alta taxa de amostragem.

Por fim, os dados terrestres apresentam resultados satisfatórios de modo geral e todos os objetivos do trabalho foram alcançados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BIBLIOGRAFIA

Almeida, F.F.M.; HASUI, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8. Campina Grande, 1977. Atas. Campina Grande, SBG/NE. bol. 6, p. 363-391.

Barbosa P.A.R. 1987. Geologia e recursos minerais a leste de Mossâmedes, GO. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 226 pp.

Baeta JR., J. D. A.; Moreton, L. C.; Souza, J. O. (1999) Goiás - Folha SD.22-Z-C-V: escala 1:100 000. Brasília, CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos).

Beghelli Junior, L.P. 2012. Charnockitos e ortognaisses da porção centro-oeste do Bloco Arqueano de Goiás: Dados Geoquímicos e Isotópicos. Tese (Mestrado). Universidade de Brasília, Brasília, DF. 87p.

Blakely, R.J. – 1996 – Potential Theory in Gravity and Magnetic applications. Cambridge University Press. New York. 441 p.

Blum M.L.B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 229p.

Briggs, I. C., 1974, Machine contouring using minimum curvature: Geophysics, 39, 39-48.

Brito Neves, B. B. 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents. Gondwana Research, 5, 175–196.

Catalão, J. Geodésia Física. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Departamento de Matemática. Lisboa, 2000. 87p.

Cory, D., A Hands on Introduction to NMR - Lecture Notes, Cambridge, MIT Nuclear Engineering Dept, MIT, 2001.

Danni, J. C. M.; Dardenne, M. A.; Fuck, R. A. (1981) Geologia da Serra da Santa Rita e Seqüência Serra do Cantagalo. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 1., Goiânia, 1981. Atas. Goiânia, SBG, p. 265-280.

Dickson B.L.; Scott K.M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. Journal of Australian Geology & Geophysics, 17 (2), 187-200. 1997.

DNPM 1981. Projeto Geofísico Brasil-Canadá: histórico e atividades até 30/09/77. MME/DNPM, GSC.

Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Brasília, Anais..., p. 184-187.

Fuck R.A., Pimentel, M.M., Soares, J.E.P., Dantas, E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Goiânia/GO.

Gouvêa Luiz, J., Da Costa e Silva M., 1995. Geofísica de Prospeção. Belém, Universidade Federal do Pará, Cejup.

Gunn, P.J. 1998. Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys. Course. AGSO. 150 p.

Hansen, D.A. 1975. Geological Applications Manual for Portable Gamma Ray Spectrometers. Toronto, Exploranium G.S. Limited, 87p.

INPE – Instituto de Pesquisas Espaciais 2014. TOPODATA Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil. Disponível em <http://www.dsr.inpe.br/topodata/> acessado em 20 de março de 2014.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Modelo de Ondulação Geoidal. Banco de dados de Geodésia. Disponível em http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/modelo_geoidal.shtml acessado em 20 de maio de 2014.

GEM SYSTEMS Inc. 2008. GSM-19 v7.0 Instruction Manual. Manual Release 7.4. Canada/ON. Disponível em <http://www.allied-associates.co.uk/pdfmanuals/GSM-19%20Series%20v7%20Manual%20March%202008.pdf> acessado em 30 de abril de 2014.

Hrvoic, I. & Hollyer, G.M., 2014. Brief Review of Quantum Magnetometers. Gem Systems Advanced Magnetometers. Disponível em: http://www.gemsys.ca/pdf/GEM_Brief_Review_of_Quantum_Magnetometers.pdf acessado em 20/05/2014.

Jost H., Carvalho, M.J., Rodrigues V.G., Martins, R. 2014. Metalogênese dos *Greenstone Belts* de Goiás.

Jost H., Chemale Jr F., Fuck R.A., Dussin R.A. 2013, Uvã complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. J. South Am. Earth Sci., 47:201-212

Jost H., Fuck R.A., Dantas E.L., Rancan C.C., Rezende D.B., Santos E., Portela J.F., Mattos L., Chiarini M.F.N., Oliveira R.C., Silva S.E. 2005. Geologia e geocronologia do Complexo Uvã, bloco arqueano de Goiás. Rev. Brasil. Geociências, 35:559-572.

Jost H., Vargas M.C., Fuck R.A., Kuyumjian R.M., Pires A.C.B. 1994a. Relações de contato, litologias, geologia estrutural e geofísica do Bloco Arqueano do Moqué, Crixás, Goiás. SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, IV, Brasília, Resumos Expandidos, p. 15-17.

Kearey, P; Brooks, M; Hill, I. 2009. Geofísica de Exploração. Ed. Oficina de Textos, São Paulo, SP. 438 p.

Koehler, J. A. R., 2012. Proton Precession Magnetometers, Revision 3. Comox, BC, Canada. 52p.

Longman, I. M. (1959). Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun, J. Geophys. Res., 64(12), 2351–2355.

Mazali, I.O.; Determinação da densidade de sólidos pelo Método de Arquimedes. Laboratório de Química do Estado Sólido – Instituto de Química – UNICAMP – Universidade Estadual de Campinas. Disponível em: http://lqes.iqm.unicamp.br/images/vivencia_lqes_meprotec_densidade_arquimedes.pdf, acesso em 20/05/14.

Meneses, P. R., Almeida T. 2012 , Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto, 1ª Ed. pg 45 e 266.

Milligan, P & Gunn, P. J. 1997. Enhancement and Presentation of Airbone Geophysical Data. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics,17(2):, 63-75.

Minty, B.R.S. 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. Exploration Geophysics, 22, 591-592.

Motta-Araújo J.G. & Pimentel M.M. 2003. U-Pb ages, Sm-Nd isotopes and structural analysis of the Moiporá-Novo Brasil shear sone system: the limits between the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc and the Archean Uvã Complex, Tocantins Province, Central Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 4, Salvador, Bahia, Short Papers, 1:221-224.

Nasa, 2014. Landsat 8 Instruments - Operational Land Imager. Disponível em: <http://www.nasa.gov/content/landsat-8-instruments/#.U7OAYfldWgc>, acesso em 30/06/2014.

Naudy, H. & Dreyer, H. Essay de filtragem non-lineaire applique aux profils aeromagnetiques. 29º Meeting of the European Association of Exploration Geophysicists. Stockholm, 06/1967.

Oliveira C.C. 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB – Folha SE-22-X-B-V – Leopoldo Bulhões. Esala 1:100.000. CPRM/DNPM, Goiânia, 151 pp.

Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. Nature, 20(4):375-379.

Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. SBG, Núcleo Centro-Oeste, Boletim, no 15, 1-22

Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (Org.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Fávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, pp.: 356-368

Profumo J.J.L. 1993. Alteração hidrotermal das rochas ultramáficas e máficas do greenstone belt de Goiás Velho (GO). Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 143 p.

Resende M.G., Jost H., Osborne G.A., Mol A.G. 1998. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brasil: a new proposal. *Rev. Bras. Geoc.* 28:77-94.

Reynolds, J.M. 1997. An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley e Sons Ltd., Chichester, England. 806p.

Ribeiro, Vanessa Biondo. 2011. Complexo Alcalino de Tapira – MG. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. Tese de mestrado. 119p.

SCINTREX, Limited. CG-5 Scintrex autograv system. Operation manual. Ontario, Canada. 2006. 308p.

Serson, P.H., A Simple Proton Precession Magnetometer, Dominion Observatory, Ottawa, Canada, 1962.

SIEG – Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás. Download – SIG – Shapefiles. Disponível em <http://www.sieg.go.gov.br/>, acesso em 25/03/2014.

Silva, Marcelo Ferreira da. Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da faixa Paraguai / Marcelo Ferreira da Silva. – Brasília: UnB, 2007. 117 p.

Spector A. & Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35:293-302.

Teixeira A.S. 1981, Geologia da região de Goiás-Faina. In: SBG, Simp. Geol. Centro-oeste,1, Goiânia. Anais..., p. 344-362.

Telford, W. M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. e Keys, D.A. – 1990 - Applied Geophysics, 2a. Ed. Cambridge University Press, Cambridge. 770 p.

Tomazzoli E.R. 1985. Geologia, petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás-GO. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 206p.

TOPCON, Positioning Systems. Hiper operator manual. September 2003. 173p.

Valeriano, C.M.; Pimentel, M.M.; Heilbron; Almeida, J.C.H.; Trouw R.A.J. Tectonic evolution of the Brasilia Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 2008. v.294. p197-210.

Vasconcelos, R.M.; Metelo, M.S.; Mota, A.C. & Gomes, R.D. 1990. Geofísica em levantamentos geológicos. Rio de Janeiro, DIGEOF-CPRM.

Wiermann, A. 2010. Estudos para o desenvolvimento de um Magnetômetro de Ressonância: do Magnetômetro de Precessão Nuclear de Prótons ao Magnetômetro Overhauser. Observatório Nacional, Rio de Janeiro/RJ. Tese (doutorado). 76p.

Wilford, J.R.; Bierwirth, P.N.; Craig, M.A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics. 17: 201-216.

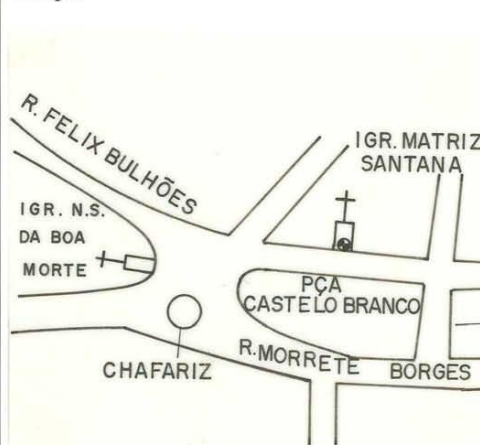
ANEXO 1

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
IAG - DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA (G&G)

ESTAÇÃO GRAVIMÉTRICA

Nome GOIAS B		Número 36650C	
Latitude -15,9338 (-15° 56' 05")	Longitude -50,1399 (-50° 08' 22")		Precisão 3
Altitude 490,00 m	Precisão 4	Fonte RN 705Z IBGE	Data 05/11/86
Gravidade 978275,92	Desvio padrão 0,019	Base 36569C (978215,22)	

Croqui



Descrição

Gravímetro na soleira, a direita de quem entra, na porta principal da Igreja Matriz de Santana, situada na Praça Castelo Branco, na cidade de Goiás - GO.

Fotos

